

- Math.-Phys. Kl. 1912, 191–208; Senkungserscheinungen an der Frauenkirche in München und Lageänderung von Hauptdreieckspunkten in Südbayern. S.-B. Bayr. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl. 1915, 239–354; Neuberechnung des südlichen Netztes der bayerischen Landestriangulierung zwischen der Donau und der Nordkette der Alpen. S.-B. Bayr., Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. 1920, 1–7; Westwanderung von Hauptdreieckspunkten infolge neuzeitlicher tektonischer Bewegung im Bayerischen Alpenvorlande. S.-B. Bayr. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl. 1920, 297–310.
246. C. TSUBOI, Geophysical Significance of the Areal Deformation of the Base Line Rhombus at Mitaka. Proc. Imp. Acad. Tokyo 6 (1930) 367–370; Supplementary Note on the Areal Deformation of the Base Line Rhombus at Mitaka. Proc. Imp. Acad. Tokyo 7 (1931) 155–157; Recent Changes in Area of the Base Line Rhombus at Mitaka. Bull. Earthqu. Res. Inst. 13 (1935) 558–561; Notes on the Analytical Treatments of the Horizontal Deformation of the Earth's Crust. Bull. Earthqu. Res. Inst. 8 (1930) 384–392.
247. T. TERADA, Deformation of the Rhombic Base Lines at Mitaka and Earthquakes in Kwantô. Proc. Imp. Acad. Tokyo 8 (1932) 8–11; Deformation of the Rhombic Base Lines at Mitaka and Earthquake Frequency in Kwantô Districts. Bull. Earthqu. Res. Inst. 10 (1932) 402–410.
248. K. MUTO and K. SINO, On Variations in the Length of the Mitaka Comparison Base Line. Bull. Earthqu. Res. Inst. 10 (1932) 817–825.
249. A. IMAMURA, On the Block Movement accompanying and following the Great Kwantô Earthquake of 1923. Proc. Imp. Acad. Tokyo 6 (1930) 415–418.
250. R. TAKAHASHI, A New Extensometer for Measuring Crustal Deformation. Bull. Earthqu. Res. Inst. 12 (1934) 760–775.
251. H. BENIOFF, A Linear Strain Seismograph. Bull. Seis. Soc. Amer. 25 (1935) 283–309.

## ZUR ENTWICKLUNG DER SEISMISCHEN AUFSCHLUSSMETHODEN

Von

B. GUTENBERG

Balch Graduate School of the Geological Sciences, California Institute of Technology  
(Contribution No. 250), Pasadena, California, 1937

Mit 28 Figuren<sup>1)</sup>

### I. Historisches

Die älteste Veröffentlichung [1], die alle wesentlichen Teile unserer heutigen Ausrüstung für seismische Arbeiten im Gelände enthält, stammt aus dem Jahre 1851. Fig. 1, die ihr entnommen ist, bedarf keiner weiteren Erklärung. Die Anordnung ermöglichte im Prinzip die Erzeugung elastischer Wellen an einem beliebigen Punkt und die Feststellung der Laufzeit nach einer zweiten, in der Figur etwa 800 m entfernten Stelle. Sie wurde von MALLETT benutzt, um experimentell das Verhalten von Erdbebenwellen zu studieren. Er fand bereits damals eine Reihe von Tatsachen, die auch heute noch von Bedeutung für die Ausführung der seismischen Methoden sind, z. B., daß der Effekt der Explosion größer ist, wenn sie unter Wasser oder in einer gewissen Tiefe erfolgt, so daß möglichst wenig Energie durch Ausblasen in die Luft verloren geht. Diese Tatsache wurde dann später vielfach — so von H. L. ABBOT [2] in 1878 — bestätigt.

Einen wesentlichen Fortschritt bildeten die Arbeiten von FOUQUÉ und LÉVY [3]. Sie registrierten die Wellen durch den Boden, sowie die Schallwellen durch die Luft, und hatten auf ihren Seismogrammen eine Marke, die es ermöglichte, den Augenblick der Explosion zu bestimmen (Fig. 2). Sie fanden, daß die Seismogramme wesentlich einfacher und lesbarer wurden, wenn die Wellen nur in tieferen Schichten verliefen, d. h., ihre Versuche ergaben die Elimination der Oberflächenwellen, die sie natürlich damals theoretisch nicht kannten, durch Verlegen der Explosion in eine gewisse Tiefe. Auch die Notwendigkeit, die Sprengladung in einer gewissen Tiefe in Gestein zur Explosion zu bringen und sie je nach den Verhältnissen mit Wasser oder Erde zu bedecken, wurde von ihnen betont.

In den folgenden Jahren wurden derartige Versuche teils aus ökonomischen, teils aus wissenschaftlichen Gründen vorgeschlagen oder aus-

<sup>1)</sup> Der Verf. dankt allen, die ihn durch Überlassung von Figuren unterstützt haben.

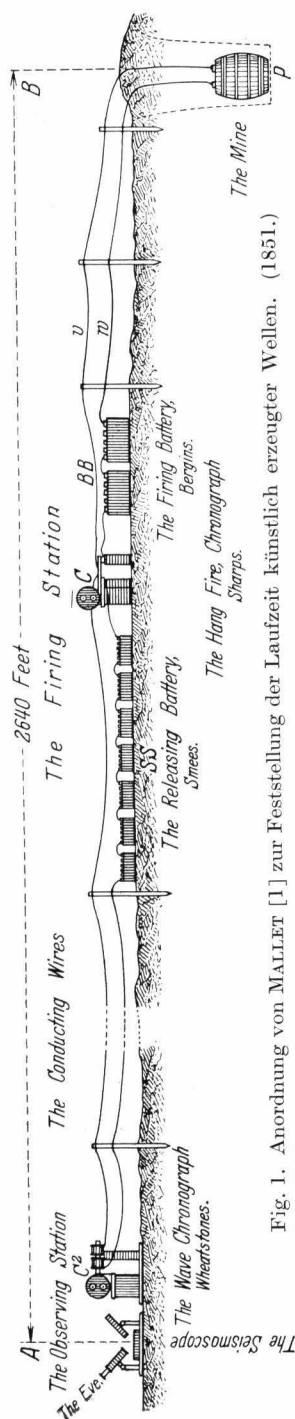


Fig. 1. Anordnung von MALLET [1] zur Feststellung der Laufzeit künstlich erzeugter Wellen. (1851.)

geführt, so von VON DEM BORNE, BELAR, SIEBERG, HECKER u. a., es würde aber zu weit führen, näher hierauf einzugehen.

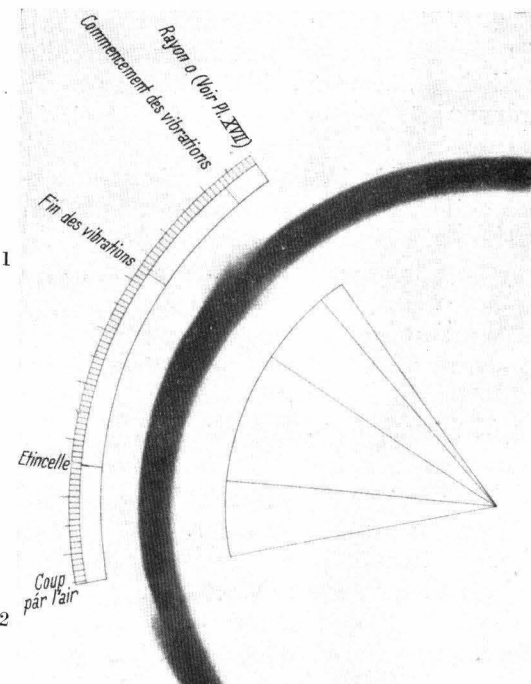
Der erste wesentliche theoretische Fortschritt rührt von A. SCHMIDT [4] her. Er wies darauf hin, daß die Erdbebenstrahlen dem SNELLIUS-schen Brechungsgesetze folgen, daß das Quadrat der Wellengeschwindigkeit gleich dem Verhältnis von Elastizität und Dichte ist, daß der Elastizitätsfaktor mit der Tiefe infolge des zunehmenden Druckes wachsen muß, und daß deswegen die Strahlen konvex nach unten sein müssen. Er wandte seine Theorie auch auf den Fall an, daß die Quelle in der Erdoberfläche liegt, und schloß mit dem Hinweis, daß durch künstliche Versuche die Geschwindigkeit in den verschiedenen Tiefen bestimmt werden könne. Aus seinen Darlegungen folgt ohne weiteres, daß die Energie in diesem Falle infolge der Strahlkrümmung zur Erdoberfläche zurückkehren muß. Auf diese wichtige Tatsache wurde immer wieder von Zeit zu Zeit hingewiesen, so daß es etwas erstaunlich ist, daß die Registrierung von gebrochenen Wellen vereinzelt bis in die neueste Zeit als unerwartet oder mit normaler Optik unvereinbar bezeichnet wurde.

Es besteht kein Zweifel, daß der wesentlichste Fortschritt in der Theorie von E. WIECHERT herrührt. Er war sich auch der Bedeutung seiner Ergebnisse für die angewandte Seismik voll bewußt, denn er schrieb 1907 unter anderem [5]: „Eben dieselben Methoden, die sich für große Tiefen bewährt haben, stehen auch zur Verfügung zur Feststellung der Schichtung der äußeren Erdrinde, — nur fehlt leider das notwendige Beobachtungsmaterial noch ganz. — Bei der hohen Empfindlichkeit, welche dem Seismometer gegeben werden kann, scheint es mir übrigens nicht unmöglich, daß man auch mit Vorteil jene künstlichen Erdbeben wird zu Hilfe nehmen können, welche im Bereich der menschlichen Machtmittel liegen.“ Nach MINTROP [6] war die Verwendung von seismischen Wellen zur Erforschung des Auf-

baues der obersten Erdschichten von dem Geologen A. v. KOENEN WIECHERT vorgeschlagen worden.

Während bis dahin die Versuche und Vorschläge zur Verwendung elastischer Wellen von der Erdbebenforschung ausgegangen waren, in der die Aufstellung der Laufzeitkurve, die Ableitung von Geschwindigkeiten aus dieser und die Feststellung von Schichtgrenzen als Unstetigkeiten in der Geschwindigkeitsverteilung die Grundprobleme waren, regte die zu Beginn des Jahrhunderts in Anwendung gekommene „Echolotmethode“ zur

Fig. 2. Seismogramm einer Explosion von 4 kg Pulver, registriert von FOUQUÉ und LÉVY [3] in 1886. Das Instrument war in 226 m Tiefe in einem Bergwerk, die Explosion erfolgte 145 m entfernt in einer Tiefe von 143 m. Abstand der Zeitmarken 0,01 sec. „Etincelle“ = Marke, die den Augenblick 0 der Explosion zu finden gestattet. Das Seismogramm zeigt bei „1“ die direkten Wellen durch den Boden und bei „2“ die Schallwellen durch die Luft.



Feststellung von Meerestiefen zu einer analogen Anwendung elastischer Wellen zur Erforschung der obersten Erdschichten für technische Zwecke an. R. FESSENDEN z. B. zog die Konsequenzen bereits in 1914 in Patenten, die er in diesem Jahre einreichte. In einem Patent über eine instrumentelle Vorrichtung zum Registrieren der vom Meeresboden reflektierten Schallwellen [7] wies er darauf hin, daß seine Erfindung nicht nur zur Feststellung vertikal reflektierter Wellen benutzt werden könne, sondern auch in anderen und geschichteten Medien, deren Natur auf diese Weise gefunden werden könne, und daß der Apparat für irgendwelche reflektierende Flächen, wie z. B. Eisberge oder geologische Schichten, benutzt werden könne. In einem zweiten Patent [8] vom gleichen Jahre (beide sind 1917 patentiert) beschrieb er die Verwendung von reflektierten und gebrochenen Wellen zur Feststellung von Erzlagern und anderen bergbaulich wertvollen Naturschätzen. Nach seiner Angabe hat er damit ein Minerallager in einer Entfernung von  $2\frac{1}{2}$  Meilen vor Zeugen entdeckt.

Von den Vorschlägen der folgenden Zeit ist besonders ein Patententwurf von J. C. KARCHER von Interesse, der im Juli 1919 dem amerikanischen Patentamt eingereicht, später aber aus finanziellen Gründen zurückgezogen worden war. KARCHER wies darin auf die Bedeutung hin, die die Feststellung geologischer Schichten für den Ölgeologen hat, und machte spezielle Vorschläge, diese mit Hilfe künstlich erzeugter elastischer Wellen, die von den Schichten reflektiert werden, festzustellen. Seine Versuche waren von Erfolg gekrönt, und er war wohl auch der erste, der später für diesen Zweck mehrere Instrumente, die gleichzeitig auf einem Film registrieren, benutzte. 1929 reichte er ein Patent ein [10], das diese Anordnung betrifft, nachdem sie jedoch bereits in 1926 von B. GUTENBERG [11] vorgeschlagen worden war.

Während bis 1933 die Reflexionsmethode nur so benutzt worden war, daß an benachbarten Stellen charakteristische Reflexionen registriert und durch Verbindung entsprechender Stellen in einer Figur die Schichtgrenzen gefunden wurden, schuf H. SALVATORI 1933 die Grundlagen zur Feststellung von Fallwinkeln der Schichten durch eine einzige Explosion [12]. Hierdurch wurde es möglich, auch in Gegenden Ergebnisse zu erzielen, in denen viele Reflexionen von wenig verschiedener Intensität beobachtet werden, so daß eine Korrelation von Punkt zu Punkt nicht möglich ist („Dipmethode“ im Gegensatz zur „Korrelationsmethode“).

Inzwischen hatte auch die Verwendung der gebrochenen Wellen zur Feststellung der Wellengeschwindigkeiten und damit von Unstetigkeitsflächen Fortschritte gemacht. Im Dezember 1919 reichte L. MINTROP ein Patent ein [13], in dem die Anwendung der WIECHERTSchen Theorien auf die Verwendung von künstlich erzeugten elastischen Wellen zur Feststellung des geologischen Aufbaues vorgeschlagen wurde. In den meisten Staaten wurde das Patent erteilt, in anderen mit dem Hinweis verweigert, daß der Patentanspruch keine Neuheit enthielte. Patentgerichte sind hierüber verschiedener Meinung geblieben<sup>1)</sup>. Die Tatsache, daß die Figuren des ursprünglichen Patentes Irrtümer enthalten, hat im Anfang die Anwendung erschwert. Schwerwiegender ist der Einwand, daß die Darstellung der Methode im Patent horizontale Lagerung der Schichten voraussetzt, und daß seine Anwendung nach der Vorschrift im Patent gerade im ökonomisch wichtigen Falle von Antiklinalen oder geneigten Schichten zu Fehlschlüssen führen muß und vielfach geführt hat. Natürlich wurden diese Fehler später bei der Anwendung erkannt und die korrekte Theorie gegeben. Der von MINTROP gemachte Vorschlag, ähnlich wie bei der Verwendung von Erdbebenwellen auch in der Sprengseismik Longitudinal- und Transversalwellen gemeinsam zu benutzen, hat in der Praxis kaum Verwendung gefunden, da bei der Explosion viel weniger Energie in die direkten Transversalwellen übergeht, so daß diese im allgemeinen nicht

<sup>1)</sup> In der vorliegenden Arbeit wird zu dieser Frage *nicht* Stellung genommen und daher kein Versuch gemacht, die hierzu veröffentlichte Literatur zu zitieren.

zu identifizieren sind und meist nicht erkennbar registriert werden (vgl. die reproduzierten Seismogramme).

MINTROP war der erste, der die Refraktionsmethode in größerem Umfange anwandte. Seit Ausbildung der Reflexionsmethode hat sie jedoch mehr und mehr an Bedeutung verloren, da einmal die Ergebnisse vielfach unbefriedigend waren, und andererseits der Dynamitverbrauch und der durch die Explosion verursachte Schaden zu schnell anwächst, wenn größere Tiefen untersucht werden sollen. Lediglich zur Feststellung sehr flach liegender Schichten (besonders durch „Fächerschießen“) und gelegentlich zur Bestimmung von Wellengeschwindigkeiten wird sie noch

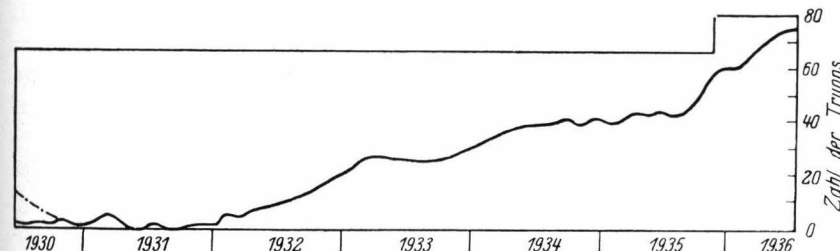


Fig. 3. Zahl der an der Golfküste in Texas und Louisiana mit der Refraktionsmethode (1930, strichpunktiert) und der Reflexionsmethode (ausgezogen) beschäftigten Trupps. Nach E. E. ROSAIRE und K. RANSONE [15] (geglättet).

vereinzelt benutzt. Während in den Vereinigten Staaten kaum noch Trupps existieren dürften, die lediglich nach der Refraktionsmethode arbeiten, ist die Zahl der Reflexionstrupps über 200 gestiegen und noch im Wachsen (vgl. Fig. 3). Dies sowohl, wie die Tatsache, daß über 100 Patente die seismischen Aufschlußmethoden betreffen [14], davon etwa  $\frac{2}{3}$  in den Vereinigten Staaten, läßt die wachsende Bedeutung der seismischen Reflexionsmethode klar erkennen. Im übrigen wird in der vorliegenden Arbeit die Frage, ob eine Methode patentiert ist, im allgemeinen nicht untersucht.

## II. Die Organisation einer seismischen Untersuchung

Untersuchungen der Struktur eines Gebietes mit seismischen Methoden werden entweder zu rein wissenschaftlichen oder zu wirtschaftlichen Zwecken ausgeführt. Im letzteren Falle ist wieder zu unterscheiden zwischen Gesellschaften, die lediglich derartige Untersuchungen ausführen, und solchen — wie Ölgesellschaften —, deren Hauptzweck die Förderung von Naturschätzen ist, und die gleichzeitig eine Unterabteilung zum Auffinden der Naturschätze mit geophysikalischen Mitteln haben. Die Organisation einer solchen Untersuchung ist im wesentlichen die gleiche, sie unterscheidet sich hauptsächlich im Umfang. Bei den größeren Gesellschaften zur Förderung von Naturschätzen bestimmt im allgemeinen die geologische Abteilung die Gebiete, in denen die Untersuchung stattfinden



soll; das gleiche gilt, wenn eine solche Gesellschaft eine rein geophysikalische Gesellschaft mit der Ausführung betraut. Wo diese für Einzelpersonen gemacht wird, müssen sich die letzteren zunächst durch Geologen beraten lassen. Wissenschaftliche Untersuchungen werden meist ebenfalls nach Beratung des Problems mit Geologen ausgeführt. Nachdem das Problem als solcher feststeht, hat der leitende Geophysiker zunächst einen speziellen Plan auszuarbeiten, der einmal durch die Auskünfte der Geologen, dann durch Erfahrung in ähnlichen Fällen beeinflusst wird. Hierher gehören z. B. Anordnung der Dichte der Beobachtungspunkte, zum mindesten für den Anfang der Arbeit, Bereitstellung der notwendigen Hilfsmittel zur Herstellung der Bohrlöcher, die die Sprengmasse aufnehmen sollen, eventuell auch zum Einbringen von Röhren, um das Einrutschen der Bohrlöcher zu vermeiden, Bestellung des Dynamits in Gegenden, wo solcher nicht unmittelbar erhältlich ist, und andere allgemeine organisatorische Vorbereitungen.

Bei größer angelegten Untersuchungen — diese sind die Regel — arbeitet zunächst ein Meßtrupp in der Gegend, stellt die Höhen fest, wenn nötig, legt die Profile aus, auf denen zunächst geschossen werden soll, mißt bestimmte Entfernungen auf diesen ab, damit die Schußpunkte wie auch die Instrumente genau in vorher bestimmten Abständen sich befinden. In den Vereinigten Staaten werden hierfür meist Abstände von 50 bis 100 Fuß (etwa 15–30 m) benutzt, doch empfiehlt sich für Gegenden mit stark geneigten Schichten von Anfang an die Festlegung von kürzeren Entfernungen.

Die Bohrlöcher zur Aufnahme des Sprengstoffes werden entweder mit Handbohrern, oder, wie normalerweise bei allen größeren Gesellschaften, mit besonderen Rotationsbohrmaschinen hergestellt, die fahrbar und zusammenklappbar sind. Die neueren im Handel befindlichen Modelle gestatten im Gelände mit nicht zu hartem Boden etwa 20 m tief in  $\frac{1}{2}$  Stunde zu bohren, aber weder größere Tiefen — bis 200 m werden gelegentlich benutzt — noch hartes Gestein bereiten ernstliche Schwierigkeiten. Im letzten Falle müssen natürlich besondere Bohrer benutzt werden. Die Zahl der Mannschaften in einem Bohrtrupp richtet sich natürlich nach den Umständen. In Alluvium können zwei Mann in gemeinsamer Arbeit etwa zwei 15 m tiefe Löcher in einem Tage (8 Stunden) mit Handbohrern fertigstellen. Größere Tiefen erfordern jedoch Maschinen. Letztere sind auch zum Verröhren der Löcher eingerichtet (Fig. 4) und werden von 2–3 Mann bedient.

Die beiden letzten Trupps, der Schießtrupp und der Instrumenttrupp, folgen gewöhnlich dicht hinter dem Bohrtrupp, da oft neue Löcher eingefügt werden müssen; sie arbeiten zusammen und stehen in dauernder Telefonverbindung. Die Leitung erfolgt vom Instrumentewagen aus. Während der Schießtrupp die gewünschte Sprengladung fertig macht, in das Bohrloch einbringt und je nach Anordnung mit Wasser oder Erde bedeckt, werden von der Mannschaft des Instrumenttrupps Aufnahme-

instrumente (Seismographen, Geophone, Pick-ups — ein bestimmter Name wurde bisher nicht geschaffen) aufgestellt bzw., besonders bei Wind, leicht eingegraben. Nachdem sich der Spreng- und der Instrumenttrupp gegenseitig benachrichtigt haben, daß alles bereit ist, gibt derjenige, der das Registrierinstrument bedient — meist ein Mechaniker, der auch Reparaturen ausführen kann — oder der Schießmeister das Zeichen zum Schuß. Während dann der Registrierstreifen in einer Dunkelkammer im Instrumentewagen entwickelt wird, wird der nächste Schuß vorbereitet.

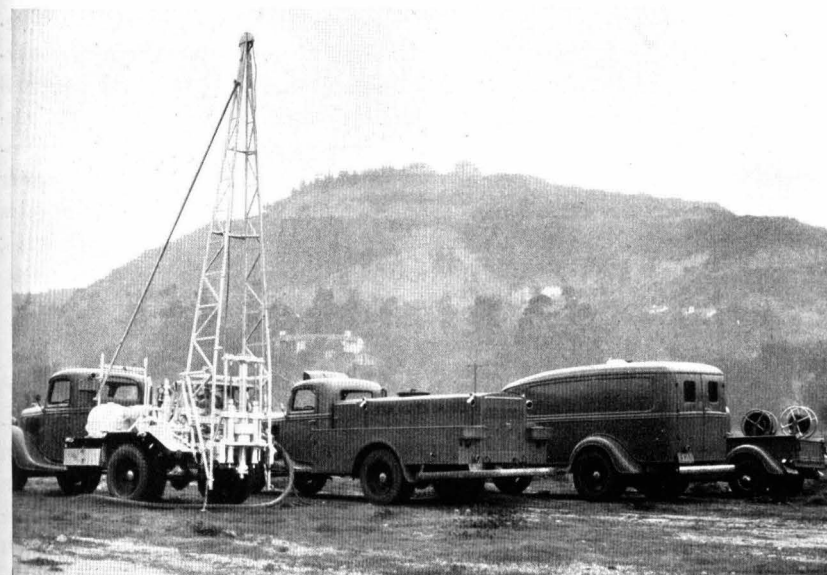


Fig. 4. Links Bohrmaschine. Beim Fahren wird der Mast nach vorn heruntergelegt. Während des Bohrens wird Wasser in die Bohrstelle gepreßt, das die gelöste Erde nach oben mitnimmt. Das aus dem Bohrloch ausströmende Wasser läuft in ein Klärbecken und wird dann erneut durch das Gestänge zum Bohrer gepreßt. Zum Bohrwagen gehört noch ein Tankwagen. Rechts vom Bohrwagen der Sprengstoffwagen des Schießtrupps. Es folgt dann der Instrumentewagen und schließlich ein Gerätewagen, der auch beim Auslegen der Instrumentkabel und Aufstellen der Instrumente benutzt wird. — Aus dem Gerätepark der Geophysical Engineering Corporation, Pasadena.

Die Bearbeitung der Registrierungen erfolgt dann schließlich in einem Büro, das wenn möglich zentral in dem zu untersuchenden Gebiet liegt, und in dem sich auch der lokale Leiter befindet.

Kleinere Untersuchungen, insbesondere für wissenschaftliche Zwecke, können natürlich mit wesentlich kleinerem Personal ausgeführt werden, zum Teil allerdings auf Kosten der Arbeitsgeschwindigkeit. Bei den vom California Institute of Technology [16] ausgeführten Untersuchungen waren außer den geologischen und geophysikalischen Leitern (J. P. BUWALDA bzw. Verfasser) ein Mechaniker (zum Bedienen der Registrier-



vorrichtung und zu Reparaturen) und 4–6 Studenten beteiligt. In Gebieten, in denen ca. 15 m tiefe Bohrlöcher mit Handbohrern hergestellt werden mußten, wurden hierfür mehrere Leute an Ort und Stelle gemietet. Bei der Verwendung einer provisorisch hergestellten Bohrmaschine und in Gegenden, in denen flache Bohrlöcher genügten, wurden die Löcher vom Sprengtrupp hergestellt, während der Mechaniker und der Verfasser in der Zwischenzeit die Instrumente arbeitsfähig machten und zum Teil die Sprengladung vorbereiteten. Das Entwickeln der Filme geschah durch den Mechaniker, doch wurden gewöhnlich mehrere (bis 4) Sprengungen unter Abänderung der Versuchsbedingungen registriert, bevor der Registrierstreifen dieser Versuche entwickelt wurde. Unter günstigen Verhältnissen ist die Erledigung von 8 Schußpunkten (mit etwa 6 Schuß an jedem) pro Tag ein recht gut zu erreichendes Mittel für die Reflexionsmethode. In ungünstigem Gelände, insbesondere, wo komplizierte geologische Verhältnisse Schießen in mehreren Richtungen (nicht nur unter 90°) nötig machen oder wo Bohren langsam vor sich geht, kann ein gutes Ergebnis an einem Punkt pro Tag unter Umständen schon als günstig betrachtet werden.

### III. Die Refraktionsmethode. Bestimmung der Wellengeschwindigkeit

Wie bereits erwähnt wurde, hat die „Refraktionsmethode“ im allgemeinen keine große Bedeutung mehr. Bei ihr werden „eben dieselben Methoden, die sich für große Tiefen bewährt haben“, benutzt, d. h. man stellt die Instrumente bei jedem Schuß so weit voneinander auf, als die vorhandenen Leitungen es gestatten, und geht nach jedem Schuß zu größeren Entfernungen über, um eine Laufzeitkurve zeichnen zu können. Die notwendigen Dynamitmengen wachsen dabei schließlich so stark an, daß der Methode eine gewisse praktische Grenze gesetzt ist. Die Feststellung der Entfernung geschieht vielfach durch Registrierung des Luftschalles, worauf wir noch zurückkommen. Bei unseren Versuchen [16] mit Benutzung von Instrumenten, deren Vergrößerung durch die Bodenunruhe begrenzt war, wurden etwa folgende Mengen von 60% Dynamit im Mittel benötigt, um klare Einsätze zu erzielen (Fig. 5):

Entfernung . . .	1	2	5	8	10 km
Bodenwelle . . .	5	10	25	40	60 kg, mindestens 4 m tief im Boden
Luftwelle . . .	$\frac{1}{4}$	1	3	8	12 kg, etwa 1 m über dem Boden

Schon relativ früh wurde die Tatsache erkannt, daß beim Schießen in einer Richtung völlig falsche Ergebnisse erzielt werden, wenn man in einer Gegend mit geneigten Schichten horizontale Lagerung voraussetzt. Theoretisch müssen Laufzeitkurven in drei Profilen vorhanden sein, wenn man die Wellengeschwindigkeiten unter einer bestimmten Stelle, die Richtung des Fallens der Schichten und den maximalen Fallwinkel kennenlernen will unter der Voraussetzung, daß die Schichten eben sind. In der

Praxis benutzt man meistens ein Profil, das man von den beiden Endpunkten aus in entgegengesetzten Richtungen (nach dem anderen Schußpunkt hin) abschießt, und wobei man annimmt, daß die Wellen in einer vertikalen Ebene verlaufen. Man sucht natürlich eine entsprechende Richtung möglichst aus. Noch besser ist es, falls man die Refraktionsmethode nur zum Feststellen der Wellengeschwindigkeit benutzt, von Anfang an in dem Gelände ein Profil zu wählen, das möglichst durch horizontal liegende Schichten geht.

Eine Verwendung der Refraktionsmethode zu anderen Zwecken als der Bestimmung der Wellengeschwindigkeit erfolgt insbesondere dann, wenn

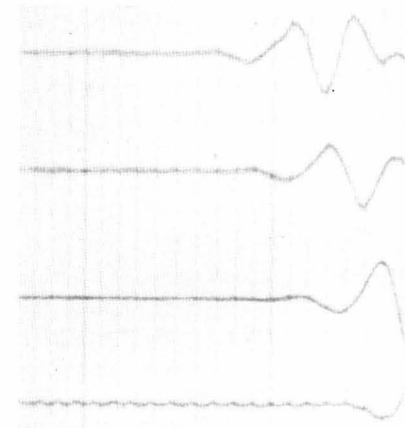


Fig. 5. Beginn der Registrierung von gebrochenen Wellen, erzeugt bei der Explosion von 57 kg 60% Dynamit in 5 m Tiefe, registriert 9,790 bis 10,080 km entfernt von der Sprengstelle. Die erste dickere Zeitlinie ist 2,773 sec nach der Explosion; die feineren Zeitlinien folgen einander in  $\frac{1}{100}$  sec Zeitabstand. Aufgenommen mit der Ausrüstung des California Institute of Technology.

die zu untersuchende Schichtgrenze nicht tief liegt (Beispiele z. B. in [17], S. 218–229). Ursprünglich war das Refraktionsverfahren besonders erfolgreich im „Fächerschießen“ an Salzdomen; entweder wurde der Schußpunkt konstant gehalten und das Instrument (oder spätere mehrere Instrumente gleichzeitig) nach und nach in gleicher Entfernung auf fächerförmig von der Sprengstelle ausgehenden Strahlen aufgestellt, oder das Instrument wurde festgehalten und der Schußpunkt variiert. In dieser oder ähnlichen Methoden wurde festgestellt, ob die Geschwindigkeit in verschiedenen Richtungen die gleiche ist, und, wenn Unterschiede gefunden wurden, andere Fächer abgeschossen, die das Gebiet mit anormaler Laufzeit abgrenzten und so die Umrandung des Salzdomes ergaben. Natürlich wurden so tiefer liegende Dome nicht erfaßt. Bei dieser Methode werden weder Laufzeitkurven benutzt, noch Geschwindigkeiten berechnet.

Andererseits wird auch zum Feststellen der Wellengeschwindigkeit die Refraktionsmethode heute vielfach nicht mehr benutzt, insbesondere dann nicht, wenn tiefe Bohrlöcher vorhanden sind. In diesem Falle wird direkt die Laufzeit zwischen der Erdoberfläche und verschiedenen Tiefen bestimmt und daraus die Geschwindigkeit berechnet. Die Tiefenwirkung der Refraktionsmethode ist ja an und für sich nicht sehr groß, besonders in Gegenden mit dicken jungen Sedimenten. Im Mittel ist die erreichte Maximaltiefe etwa  $\frac{1}{5}$  der Profillänge. Etwas günstiger liegen die Ver-

hältnisse in Gebieten, in denen das Alter der Sedimente und damit die Wellengeschwindigkeit schnell mit der Tiefe zunimmt.

Zur Berechnung der Wellengeschwindigkeit benutzt man in Gebieten ohne ausgesprochene Sprünge der Geschwindigkeit die WIECHERT-HERGLOTZsche Integralmethode, oder man setzt Schichten mit je konstanter Wellengeschwindigkeit voraus. Das letztere hat zu geschehen, wenn die Laufzeitkurve Knicke aufweist oder die beiden Laufzeitkurven (in entgegengesetzter Richtung) Unterschiede zeigen. Im ersteren Falle vereinfacht sich die bekannte Integralbeziehung im allgemeinen zu

$$h = \frac{\sqrt{2}}{\pi} \frac{1}{\sqrt{\sin i}} \int_{i(\Delta)=90^\circ}^{i(\Delta)=i} \sqrt{\sin i(\Delta) - \sin i} d\Delta,$$

wo  $h$  die gesuchte Scheiteltiefe des Strahles ist, der in der Entfernung  $\Delta$  auftaucht,  $i$  der zugehörige Einfallswinkel und  $i(\Delta)$  der variable Einfallswinkel für alle kleineren Entfernungen. Die Rechnung geschieht im übrigen wie im Falle der Erdbeben. Im Falle des Schichtproblems sei auf Kapitel VII hingewiesen [18]. Eine Reihe von Laufzeitkurven der Praxis wurde nach beiden Methoden behandelt. Die Übereinstimmung war im allgemeinen gut (siehe Figur 24).

Ist die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen unter einem bestimmten Punkt oder Profil bekannt, so läßt sich aus der beobachteten Laufzeit  $t$  einer reflektierten Welle die Tiefe der reflektierenden Schicht berechnen. Dabei sei vorausgesetzt, daß  $t$  wegen der Schußtiefe und der Unregelmäßigkeiten in den obersten Schichten korrigiert ist, und daß die Reflexion vertikal erfolgt. Man bildet  $2 \int (dh)/v$  und trägt die gefundenen Werte als Funktion der Tiefe  $h$  auf und kann dann mit dem beobachteten Werte  $t$  als Ordinate direkt die zugehörige Tiefe  $h$  als Abszisse ablesen. Das Problem ist nun, inwieweit die an einer Stelle gefundene Geschwindigkeitsverteilung mit der Tiefe für andere mehr oder minder weit entfernte Punkte benutzt werden kann. Natürlich hilft es viel, wenn man mehrere Punkte oder Profile in dem zu untersuchenden Gebiet hat, wo die Geschwindigkeit als Funktion der Tiefe bekannt ist. In diesem Falle kann man interpolieren oder extrapolieren. Ist dies jedoch nicht der Fall, so muß man berücksichtigen, daß die Wellengeschwindigkeit durch den Druck bzw. die Tiefe stark beeinflusst wird [19]. Wo Schichten näher an die Erdoberfläche herantreten, sind die Geschwindigkeiten geringer, und zwar meist in um so höherem Maße, je geringer die Wellengeschwindigkeit ist. In Sand und Lehm kann die Geschwindigkeit in 2000 m Tiefe doppelt so hoch sein wie nahe der Erdoberfläche, während in alten Sedimenten (Devon usw.) der Unterschied selten über 20% geht und in Granit meist noch geringer ist.

Vielfach muß man aus den Beobachtungsdaten für größere Tiefen extrapolieren. Dies geschieht meist unter Benutzung der wahrscheinlichen Materialien in der in Frage kommenden Tiefe und Verwendung des Wertes, der für das betreffende Material dort zu erwarten ist. Tabellen befinden sich z. B. in [19].

#### IV. Die bei der Reflexionsmethode benutzten Instrumente

Wie erwähnt, hat die Reflexionsmethode zur Zeit bei weitem die größte Verwendung unter allen geophysikalischen Methoden. Das Ziel ist, die von den verschiedenen Schichtgrenzen reflektierten Wellen zu registrieren

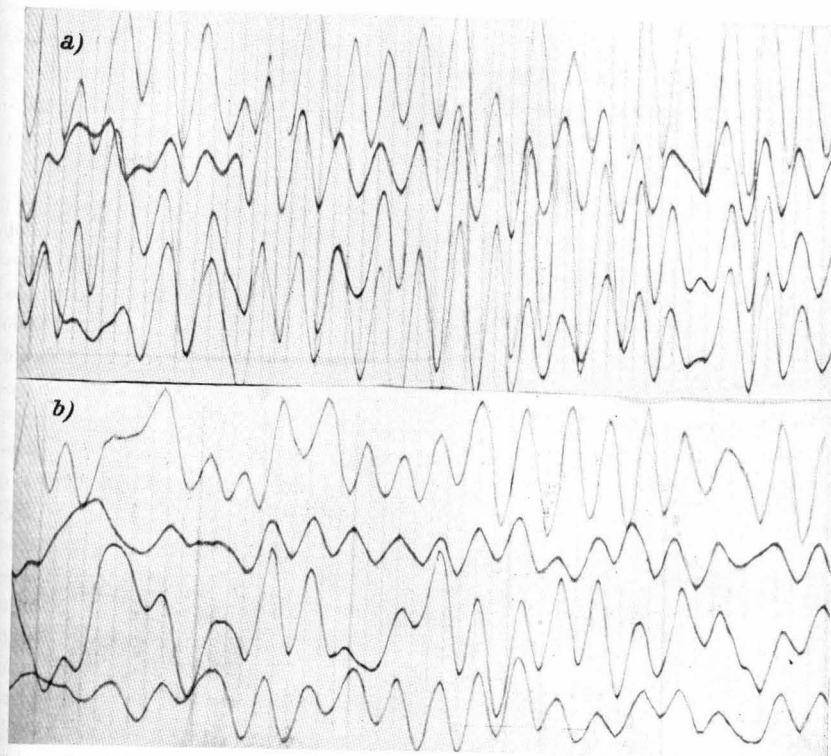


Fig. 6. Zwei Seismogramme, die an der gleichen Stelle und von dem gleichen Schußpunkt aufgenommen wurden, jedoch mit verschiedener Tiefe der Ladung. Entfernung der Instrumente 94 bis 155 m. a) rührt von der Explosion von 5 kg 40% Dynamit in etwa 10 m Tiefe in Sandstein her, b) von 10 kg in etwa 3 m Tiefe in weichem Schiefer. Die erste dicke Zeitlinie ist in a) 1,061 und in b) 1,082 sec nach der Explosion. Beim Vergleichen ist die etwas verschiedene Registriergeschwindigkeit zu berücksichtigen. Aufgenommen mit der Ausrüstung des California Institute of Technology.

unter möglicher Reduzierung aller anderen Wellen, insbesondere der Oberflächenwellen („ground roll“), des Luftschalles und, wenn möglich, der direkten und gebrochenen Wellen. Die Oberflächenwellen werden beträchtlich reduziert, wie schon FOUQUÉ und LÉVY gefunden hatten, wenn man die Sprengladung in die Tiefe verlegt (vgl. Fig. 6); da diese Wellen außerdem meist größere Perioden als die reflektierten Wellen haben, baut man die Instrumente so, daß ihre Vergrößerung für Wellen mit Perioden der reflektierten Wellen — meist etwa 0,02–0,03 Sekunden —

ein Maximum hat und für längere Perioden schnell abfällt. Dadurch werden allerdings die Instrumente auch für Reflexionen aus größerer Tiefe sowie für gebrochene Wellen aus größerer Entfernung weniger empfindlich (vgl. Tabelle 1 in [19], sowie Fig. 5). Die Ansichten über die Reduktion der Empfindlichkeit für Wellen mit kürzerer Periode als 0,02 Sekunden gehen auseinander. Auf der einen Seite werden bei Reduktion der Vergrößerung in diesem Bereiche die Wellen weniger scharf durch Reduktion der „Ober-

töne“, auf der anderen Seite wird aber auch ein erheblicher Teil der Unruhe durch Wind usw. verringert.

Die Regulierung der Vergrößerung für verschiedene Perioden erfolgt entweder bereits bei dem Bau der Instrumente — in diesem Falle muß man sich von vornherein für eine charakteristische dynamische Vergrößerungskurve entscheiden, die dann unänderlich festgelegt ist —, oder man fügt Filter für verschiedene Periodenbereiche ein, die von Fall zu Fall aus- oder eingeschaltet werden können. Aus diesem und anderen Gründen ist man in der Praxis völlig von der Verwendung von mechanisch oder optisch registrierenden

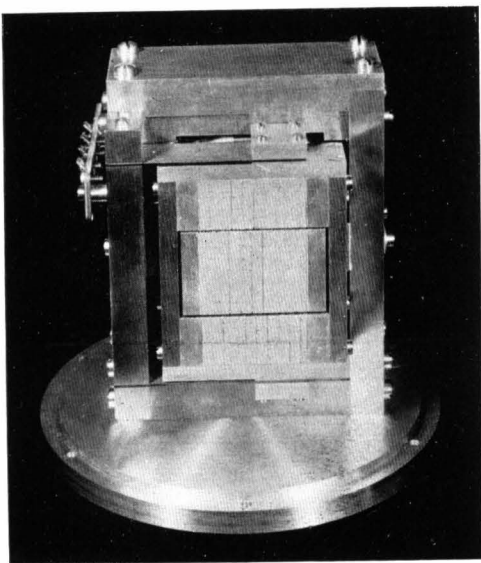


Fig. 7. Feldseismograph nach H. BENIOFF (Vertikalkomponente) nach Abschrauben des Gehäuses.

Instrumenten abgekommen und benutzt nur noch elektrische Registrierung, und zwar meist galvanometrische.

Es gibt wohl kaum zwei Gesellschaften, die den gleichen Instrumententyp benutzen, und innerhalb ein und derselben Gesellschaft wechselt der Typ meist in relativ kurzer Zeit. Von Instrumenten mit Gewichten, die gerade an der Grenze der Transportierbarkeit lagen, ist man zu immer leichteren Instrumenten übergegangen und hat vielfach die Grenze überschritten, bei der das Gewicht des Instrumentes einen guten Kontakt mit dem Boden bewirkt. Dies ist deswegen von Bedeutung, da man fast ausschließlich Vertikalinstrumente benutzt, bei denen der Kontakt an den Seiten weniger Einfluß hat. Aus dem gleichen Grund ist eine flache Form mit großer Basis einer hohen schmalen Form vorzuziehen.

Ein von H. BENIOFF entworfener Erschütterungsmesser war in Band 2 der Ergebnisse der kosmischen Physik auf S. 235 abgebildet worden. Vier solcher Instrumente gehören zu der „älteren“ Ausrüstung des California

Institute of Technology, Pasadena; eine Reihe von Seismogrammen, die mit dieser Ausrüstung aufgenommen wurden, sind in der vorliegenden Arbeit wiedergegeben. Fig. 7 zeigt ein neues Instrument, das von H. BENIOFF gebaut wurde. Die Hauptunterschiede gegenüber dem alten Instrument liegen in der Verwendung einer Blattfeder statt einer Metallmembran, ferner bestehen die Magnete nunmehr aus Lamellen, welche turbulente Ströme reduzieren und es dabei möglich machten, die Öldämpfung des alten Instrumentes durch elektromagnetische Dämpfung zu ersetzen.

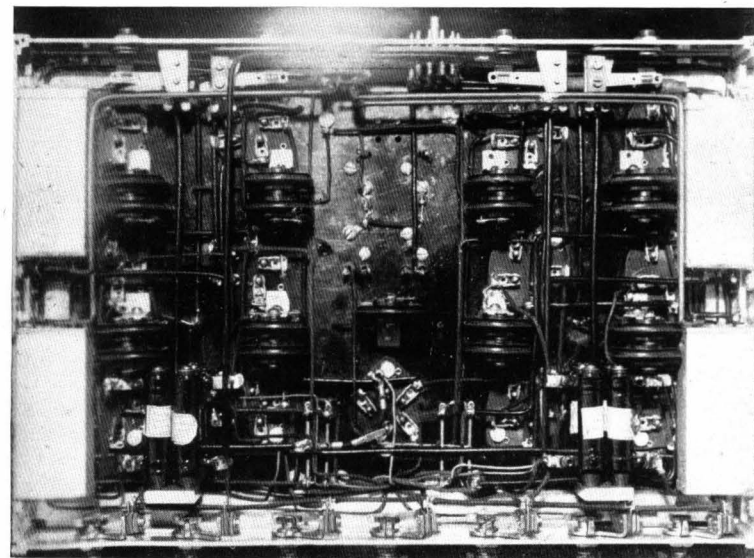


Fig. 8. Verstärker der Ausrüstung des California Institute of Technology für 4 Instrumente.

Während die soeben skizzierten Instrumente feststehende Spulen haben und das Feld durch einen sich bewegenden Metallteil geändert wird, sind auch Instrumente von der Art der Galitzin-Seismometer in Gebrauch, bei denen die Spulen im Magnetfeld schwingen. Instrumente, die auf der Registrierung von Kapazitätsänderungen beruhen, sind vorgeschlagen und auch experimentell untersucht worden, sie scheinen jedoch nur wenig oder gar nicht in Gebrauch zu sein. Vereinzelt werden piezoelektrische Instrumente benutzt.

Von den Aufnahmeinstrumenten werden die durch die Bewegung erzeugten Ströme dann einem Verstärkersystem (Fig. 8–11) zugeführt. Bei den neueren Typen ist eine Amplitudenkontrolle vorhanden, die entweder automatisch beim Anwachsen der Amplituden die Vergrößerung reduziert oder die Vergrößerung von einem gegebenen Zeitpunkt an — meist der Explosion — von Null auf den vollen Wert exponentiell anwachsen läßt.



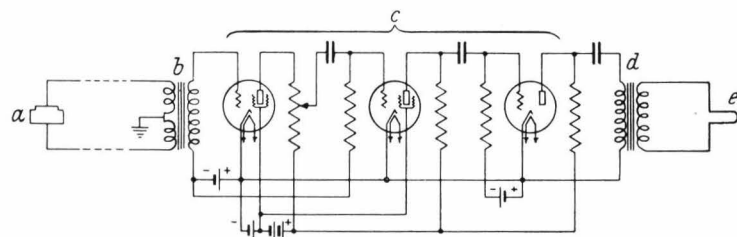


Fig. 9. Schaltungsdiagramm der Ausrüstung des California Institute of Technology nach H. BENIOFF. *a* = Aufnahmeinstrument, *b* und *d* = Transformatoren, *c* = Verstärker, *e* = Element des Registrierinstrumentes.

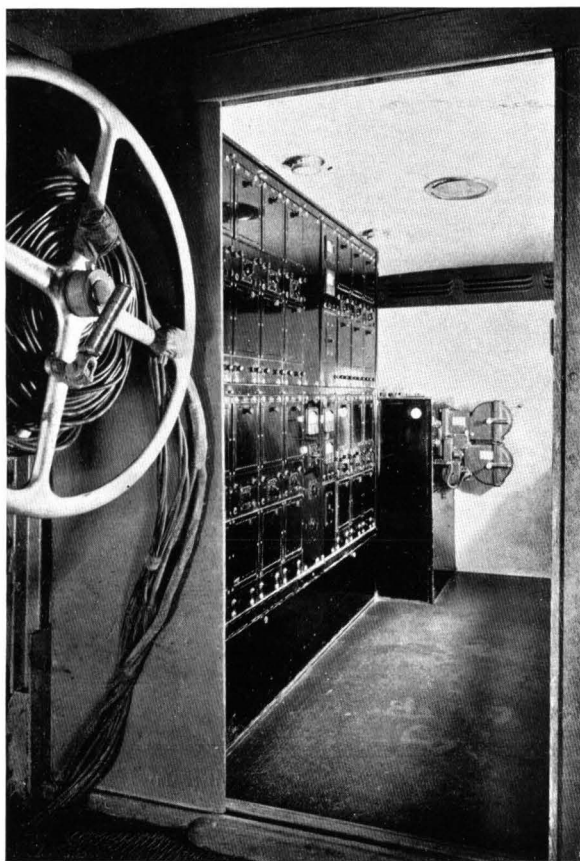


Fig. 10. Inneres des Instrumentewagens der Geophysical Engineering Corporation Pasadena (zweiter Wagen von rechts in Fig. 4). In der linken Hälfte Verstärker für 12 Instrumente, hinten Registrierinstrument mit den beiden Behältern für unbelichteten bzw. belichteten Film. Links vorn Instrumentenkabel (Anfang). Zwecks leichter Handhabung sind die Kabel vereinigt. Für die weiter entfernt liegenden Instrumente sind weitere Kabelteile auf dem Gerätewagen (rechts in Fig. 4).

Dadurch wird es möglich, mit einer Sprengladung Reflexionen über ein größeres Tiefenintervall gleichzeitig zu erfassen, während früher eine Reihe von Explosionen mit erst geringen, dann größeren Dynamitmengen nötig war, um erst die Reflexionen aus geringer Tiefe, und dann die aus größerer Tiefe zu erhalten. Bei den letzteren war der Beginn des Seismogrammes infolge der großen Amplituden unleserlich (Fig. 12).

Vielfach sind in das Verstärkersystem Vorrichtungen eingebaut, die die Empfindlichkeit für die verschiedenen

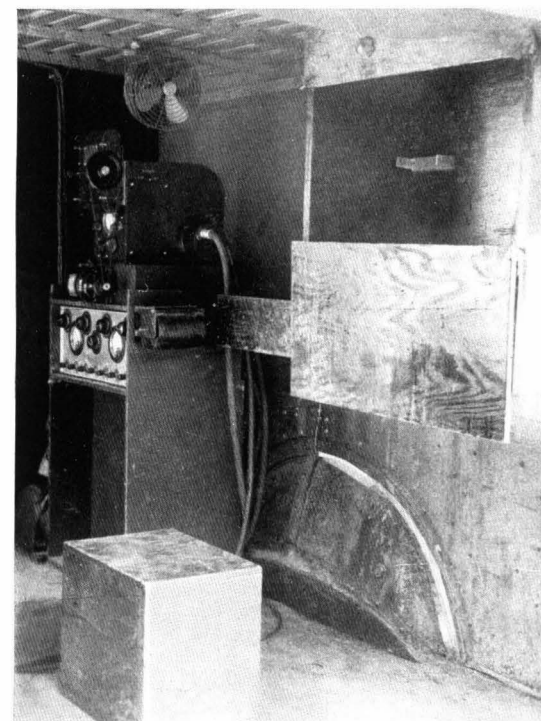


Fig. 11. Inneres des Instrumentewagens (Modell: Lieferwagen) der Ausrüstung des California Institute of Technology. Links Mitte Verstärker, darüber Registrierapparat (s. Fig. 14). Rechts Kasten mit Entwicklungsvorrichtung. Links im Vordergrund Akkumulatorenbatterie (Sitz), Trockenbatterien sind unter dem Verstärker. Das Wageninnere kann mit schwarzen Vorhängen lichtdicht abgeschlossen werden.

Periodenbereiche regeln, doch sind oft besondere Filter vorgesehen, die nach Bedarf Wellen mit Perioden über einer gewissen Grenze unterdrücken oder die Empfindlichkeit nach der kurzwelligen Seite hin begrenzen. Fig. 13 zeigt, wie durch ein entsprechendes Filter aus einer unbrauchbaren Registrierung (oben) die gesuchten Wellen der Reflexionen herausgehoben werden können durch Unterdrückung der langen Wellen.

Zur Registrierung können im Handel befindliche Registrierinstrumente benutzt werden (Fig. 14). Für die neueren Instrumente mit ihren zahlreichen Galvanometern, neuerdings gewöhnlich mindestens zwölf, werden besondere Registriervorrichtungen gebaut (s. Fig. 10 im Hintergrund). Diese gestatten eine lange Rolle Film aufzunehmen, von dem der belichtete Teil jeweils abgetrennt werden kann. Sie haben ferner eine Vorrichtung, die es gestattet, den Lichtpunkt dauernd hinter einem roten Glase zu beobachten und den Film anzuhalten, wenn die Amplituden zu klein oder Störungen sichtbar werden.

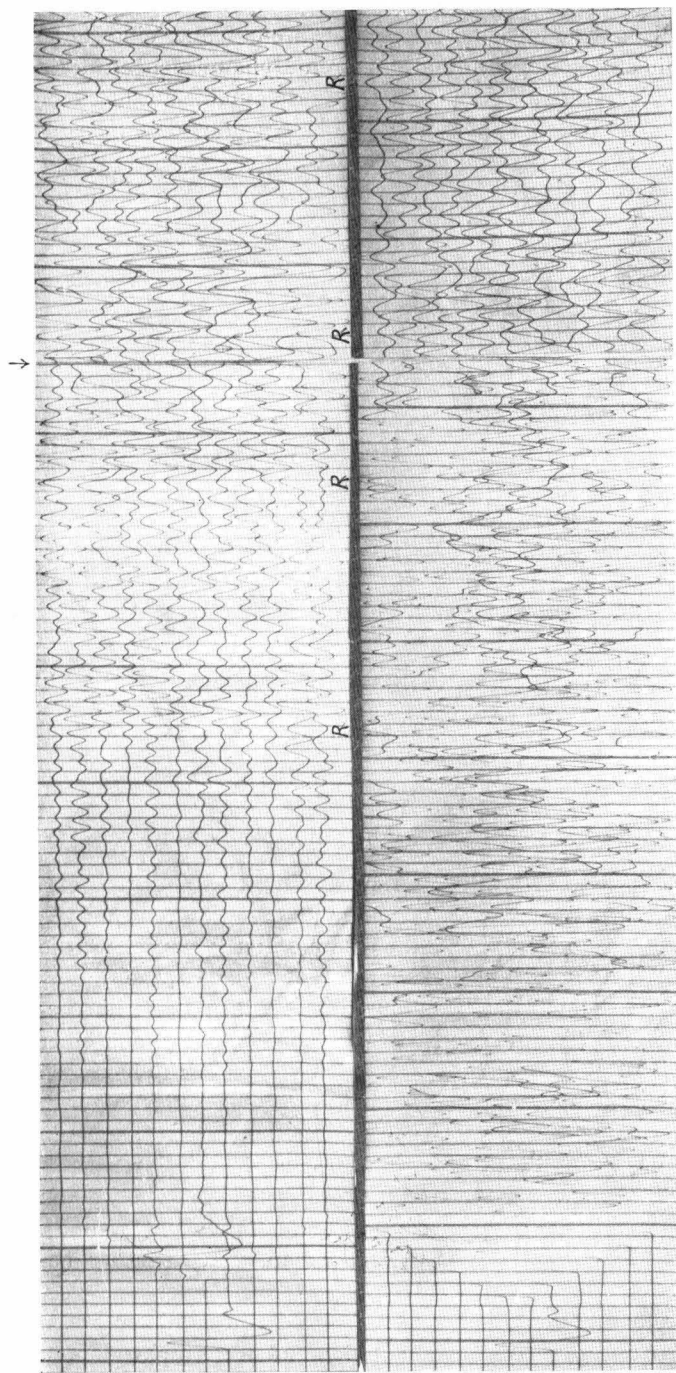


Fig. 12. Seismogramme, aufgenommen mit der in Fig. 10 wiedergegebenen Ausrüstung im Los Angeles Basin durch J. L. SOSKE and R. PETERSON (California Institute of Technology). Oben: Seismogramm mit eingeschalteter halbautomatischer Amplitudenkontrolle; Explosion von 3 kg 60% Dynamit in 20 m Tiefe; unten Seismogramm mit voller Vergrößerung von Anfang an, Ladung etwa 300 g, sonst wie oben. Die ersten sechs Instrumente waren nordwestlich, die anderen sechs südöstlich von der Sprengstelle. Abstände je etwa 18 m (253 m zwischen 1 und 12). Die Seismogramme links beginnen 0,028 sec vor der Explosion, deren Zeitmoment vom achten Instrument registriert ist (Umkehrpunkt oben), und enden 0,85 sec nach der Explosion. Die Seismogramme rechts von den Pfeilen geben die Registrierung zwischen 2,11 und 2,41 sec nach der Explosion wieder.

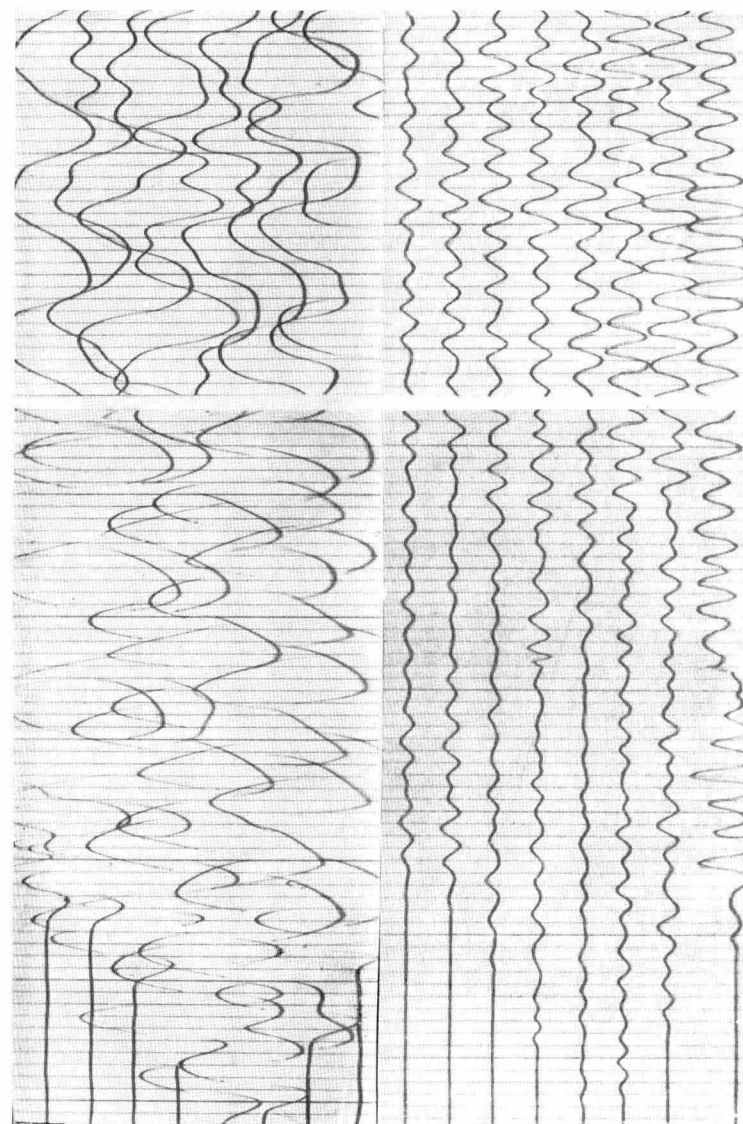


Fig. 13. Seismogramme, aufgenommen in verschiedenen Richtungen von der Sprengstelle, Entfernungen zwischen 641 und 931 m. Die oberen Seismogramme sind ohne Filter aufgenommen; Eigenperiode der Seismometer etwa 0,1 sec; kritisch gedämpft; Explosion von 0,45 kg Dynamit in 20 m Tiefe. Die unteren Seismogramme sind unter gleichen Umständen aufgenommen, jedoch nach Einschaltung eines Filters, das die maximale Vergrößerung der Instrumente auf Perioden von etwa 0,03 sec verschob. Die Seismogramme links geben die Zeit zwischen 0,39 und 1,00 sec nach der Explosion wieder, rechts von 1,63 bis 1,95 sec. Aufgenommen von der Shell Petroleum Corp. Houston (Texas). Nach F. GOLDSTONE, Leiter der geophysikalischen Abteilung.

Die Zeitmarken werden vielfach durch mechanische Mittel reguliert. Bei der großen Genauigkeit, die benötigt wird, empfiehlt es sich, hierzu Stimmgabeln zu benutzen (s. Fig. 15 und den damit regulierten Motor in Fig. 14, rechts).

Die vorstehend skizzierte Apparatur wird von den meisten Gesellschaften benutzt. Natürlich unterscheiden sich die Instrumente in Einzelheiten

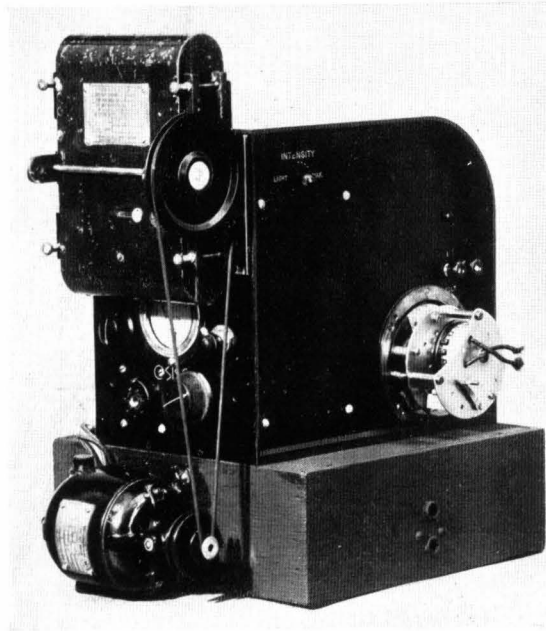


Fig. 14. Registrierinstrument der Ausrüstung des California Institute of Technology: Osiso Oscillograph der Western Electric Co. mit 4 Spiegelgalvanometern. Rechts ist der nach Angaben von H. BENIOFF gebaute Motor sichtbar (Gehäuse geöffnet), der die Scheibe mit Schlitzen für die Zeitmarkierung trägt und dessen Geschwindigkeit durch die Stimmgabel in Fig. 15 kontrolliert wird. Vorn oben die Kamera, die bis zu 5 m Film aufnehmen kann, der durch den Motor mit drei verschiedenen Geschwindigkeiten abgespult werden kann.

erheblich, und selbst bei ein und derselben Gesellschaft werden dauernd Verbesserungen angebracht, so daß Ausrüstungen genau derselben Art höchstens in ganz wenigen Exemplaren existieren. Das trifft zunächst für die Aufnahmeinstrumente zu, bei denen, wie bereits erwähnt, neben den meist elektromagnetisch arbeitenden auch piezoelektrische benutzt werden. Bei den Galvanometern werden anscheinend Spiegelgalvanometer und Saitengalvanometer als gleichwertig erachtet. Beide Typen sind bei größeren Gesellschaften in Gebrauch. Erhebliche Meinungsverschiedenheiten bestehen jedoch noch über den Wert der Kombination von Strömen aus mehreren Aufnahmeinstrumenten. Ein Patent von H. G. TAYLOR [20] schützt die Methode, nach der die reflektierten Wellen dadurch stärker hervorgehoben werden, daß die Leitungen mehrerer Instrumente in einer solchen Weise vereinigt werden, daß die Amplituden der reflektierten Welle sich verstärken, während Bodenunruhewellen oder Reflexionen aus anderen Richtungen zum Teil in entgegengesetzten Phasen ankommen und so reduziert oder mindestens nicht verstärkt werden sollen. Theore-

tische Bearbeitungen des Problems von KLIPSCH und von MOTT-SMITH [21] ergeben, daß die Methode nur in Fällen günstig wirkt, in denen die ankommenden Wellen genügend große Unterschiede in den Einfallswinkeln und Amplitude besitzen. In der Praxis werden verschiedenartige Kombinationen benutzt, zum Teil werden benachbarte Instrumente so kombiniert, daß etwa die aus den Instrumenten 1–4 kommenden Ströme vereinigt und dem Galvanometer 1 zugeleitet werden, die Ströme der Instrumente 2–5 dem Galvanometer 2 usw., oder je eine Gruppe von nahe zusammen-

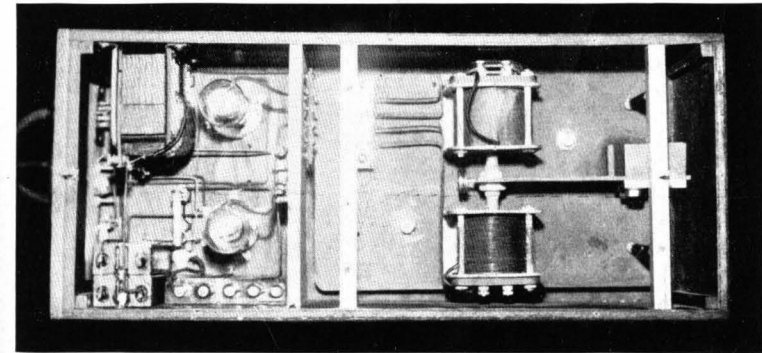


Fig. 15. Kontrollvorrichtung für die Zeitmarkierung (s. Fig. 14) der Ausrüstung des California Institute of Technology. (Nach H. BENIOFF.)

stehenden Instrumenten registriert unabhängig, also etwa 1–4 auf Galvanometer 1, 5–8 auf Galvanometer 2 usw. Im letzteren Falle ist eine erhebliche Zahl von Aufnahmeinstrumenten nötig, und die Maximalzahl der gleichzeitig benutzten Aufnahmeinstrumente ist zur Zeit bei einzelnen Ausrüstungen nicht mehr allzu weit von 100 entfernt. Andere Arten von Kombinationen variieren außerdem die Vergrößerung innerhalb der in einer Gruppe zusammengefaßten Instrumente. Bei der Bearbeitung von Registrierungen dieser Art ist jedoch Vorsicht nötig, da zufällig an mehreren entfernt aufgestellten Instrumenten etwa gleichzeitig eintreffende Wellen Reflexionen vortäuschen können.

Während einzelne Gesellschaften sehr die Vorteile der Methode loben (s. z. B. Fig. 16), sind andere in Übereinstimmung mit den theoretischen Ergebnissen der Meinung, daß kaum irgendwelche Reflexionen mit ihr gefunden werden, die mit modernen Aufnahmeinstrumenten nicht ohnehin auffällig sind, und daß die Methode besonders dann gute Ergebnisse liefert, wenn sie durch Addition der Ströme mehrerer Instrumente eine vorhandene ungenügende Vergrößerung der einzelnen Instrumente erhöht. Nachteile der Methode bestehen darin, daß sie den Beginn der Reflexionen unscharf macht und gelegentlich Reflexionen vortäuscht, wenn zufällig mehrere Instrumente Wellen empfangen, die in Phase sind.



Fig. 16. Erklärung s. nächste Seite.

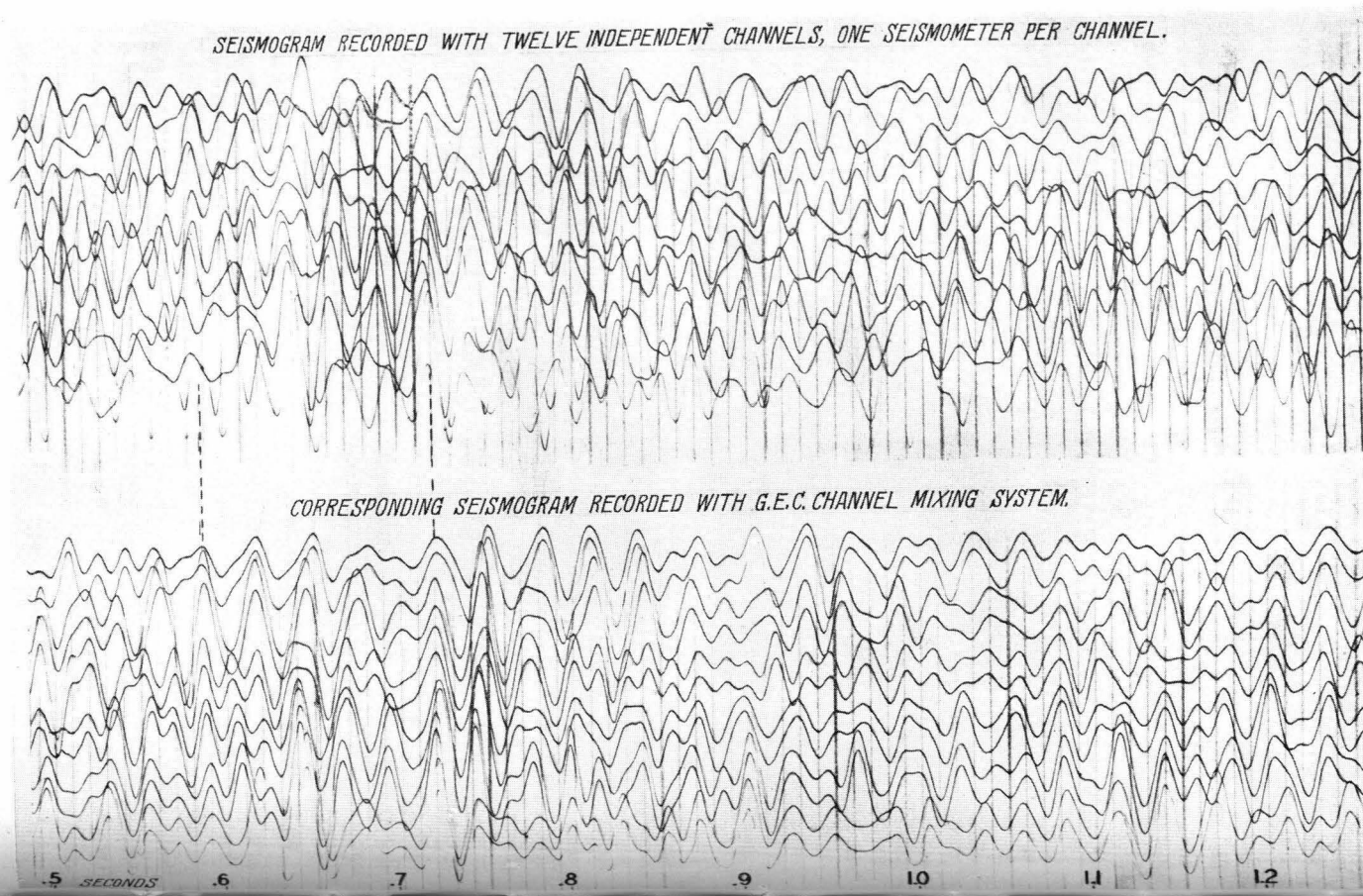


Fig. 16 (gegenüber liegende Seite). Seismogramme, registriert unter gleichen Umständen; jedoch registrierte oben jedes Instrument unabhängig, während unten die Ströme benachbarter Instrumente so kombiniert sind, daß der Hauptanteil von jedem Aufnahmeinstrument je einem Galvanometer zugeleitet wird, jedoch auch die Nachbarinstrumente einen kleinen Anteil liefern. (Zur Verfügung gestellt von der Geophysical Engineering Co., Pasadena.)

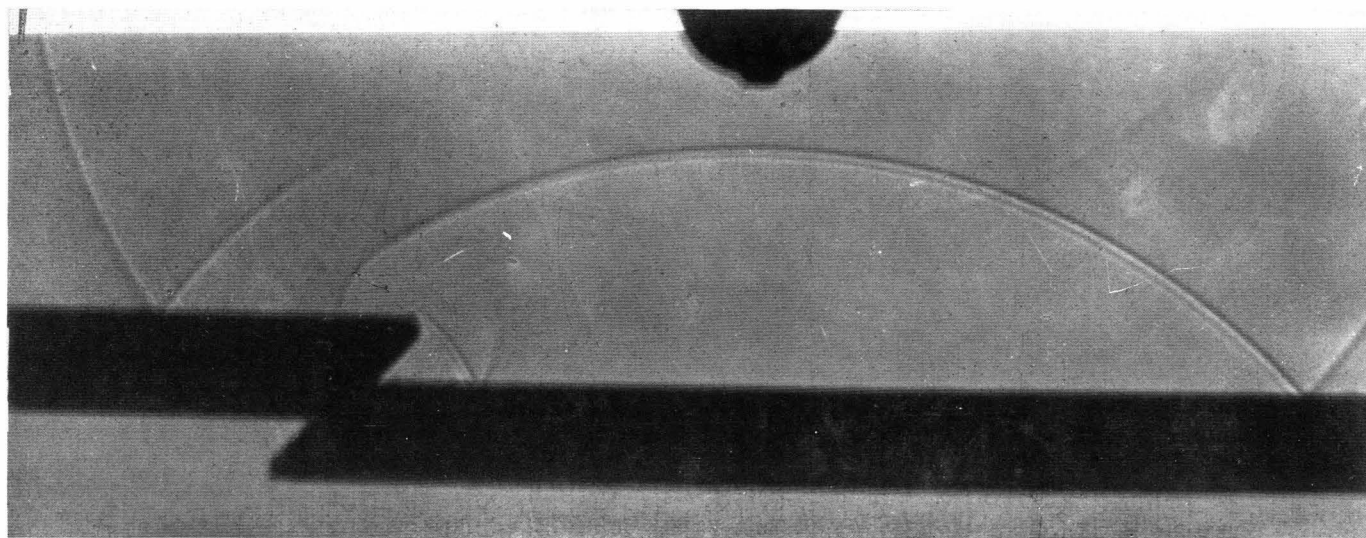


Fig. 17. Aufnahme von Schallwellen, die an der schwarzen Stelle am oberen Ende erzeugt und an der unteren schwarzen Begrenzung reflektiert wurden (Strobogramm). Rechts unten und links nahe dem Ende direkte Wellen. Die Figur zeigt die Verhältnisse, die an einer Verwerfung auftreten können. Beachtlich sind auch die gebeugten Wellen, die allerdings meist nur geringe Intensität besitzen. Original von F. RIEBER, Los Angeles.

F. RIEBER [22] wies darauf hin, daß gerade in der Nähe von Verwerfungen, deren Feststellung für die Geologie besonders wichtig ist, aber auch in anderen Gebieten, vielfach Reflexionen von verschiedenen Richtungen sich superponieren und dadurch oft alle nicht erkennbar sind. Zur Demonstration nahm er Filme von reflektierten und gebeugten Schallwellen auf (s. Fig. 17 als Beispiel). Ein Geophysiker mit langer Erfahrung ist oft in der Lage, in solchen Fällen auch aus einem gewöhnlichen Seismogramm die Reflexionen herauszufinden. Die von RIEBER entwickelte Methode ermöglicht eine vom Beobachter mehr unabhängige Analyse. Ihre wesentlichsten Punkte sind folgende: Ähnlich wie in der Tonfilmindustrie werden die von den Aufnahmeinstrumenten kommenden Wellen als Änderung der Lichtintensität durch einen „Sonographen“ auf einem Film registriert. Fig. 18 zeigt einen Ausschnitt aus einem solchen Film. Die zehn Linien entsprechen der gleichen Zahl von Aufnahmeinstrumenten. Fig. 19 zeigt, wie die Registrierung bei Benutzung der üblichen Methode aussehen würde. Der Film wird dann im Laboratorium durch einen Analysator (Fig. 21) geschickt, in dem ein Schlitz einen schmalen Ausschnitt aus allen Linien gleichzeitig freigibt. Ein durch diesen Schlitz gehender Lichtstrahl fällt auf eine Photozelle. Normalerweise werden alle Arten von Stellen, hellere und dunklere, entsprechend den von den Instrumenten aufgenommenen Wellen, auf den verschiedenen Linien im Schlitz sichtbar sein, und eine mittlere Lichtintensität wird als Summe die Photozelle treffen. Trifft jedoch der Schlitz auf eine Stelle des Filmes, der einer Reflexion entspricht, so folgen in allen Linien besonders dunkle und besonders helle Stellen einander, so daß bei geeigneter Stellung des Schlitzes abwechselnd sehr viel und sehr wenig Licht die Photozelle trifft. Die entsprechenden Ströme durch die Zelle werden registriert. In der Praxis wird dem Schlitz zunächst eine bestimmte geeignete Richtung gegeben, etwa so (Fig. 20), daß er die oberste Linie des Schallfilmes an einem Punkt schneidet, der 0,054 sec links liegt von dem Punkt, an dem er die unterste Linie schneidet. Nachdem der Schallfilm durch den Analysator gelaufen ist, und dabei die oberste Linie in Fig. 20 registriert hat, wird der Schlitz so gedreht, daß er einer etwas geringeren Zeitdifferenz zwischen der ersten und letzten Linie entspricht. Nun läuft die ursprüngliche Registrierung erneut durch den Analysator, dabei wird die zweite Linie auf dem Analysenstreifen (Fig. 20) aufgezeichnet. Das wird nun mit abgeänderten Stellungen des Schlitzes wiederholt, bis schließlich der Schlitz um einen Winkel in der entgegengesetzten Richtung als am Anfang steht. Fig. 20 gibt als Beispiel die so gewonnenen Analysenkurven, die dem Originalfilm der Fig. 18 entsprechen. Die Kurven der Fig. 20 sind natürlich nicht Registrierungen der einzelnen Instrumente (diese waren in Fig. 19 wiedergegeben), sondern jede Kurve repräsentiert die Summe der von den Instrumenten gelieferten Amplituden für eine bestimmte Schlitzstellung. Eine Reflexion macht sich nun so bemerkbar, daß die Amplituden in der Analysenkurve besonders groß werden; die

Schlitzstellung, bei der das Maximum erreicht wird (etwa, wenn der Schlitz alle schwarzen Punkte über „B“ der Fig. 18 von links oben nach rechts unten überdeckt), entspricht der Zeitdifferenz, mit der die Reflexion am ersten und letzten Instrument ankommt.

Erreichen reflektierte Wellen von verschiedenen Richtungen etwa gleichzeitig die Instrumente, so werden sie sich an einzelnen Instrumenten mehr oder weniger aufheben; an den übrigbleibenden werden die größeren Amplituden vielfach genügen, um eine deutliche Anschwellung in der Analysenkurve zu bewirken. Diese tritt dann bei zwei verschiedenen Stellung des Analysators auf, entsprechend den beiden Richtungen, aus denen die Wellen kommen (s. Fig. 20). Es setzt dies aber voraus, daß die beiden Richtungen so weit sich unterscheiden, daß tatsächlich an mehreren Instrumenten die Maxima getrennt sind, denn der Analysator „analysiert“ ja nicht die einzelnen Kurven, sondern gibt deren Summe. In einem solchen Falle wird vielfach ein geübter Beobachter auch die eine Reflexion oder gelegentlich auch beide aus normalen Kurven herauslesen können; das RIEBERsche Verfahren macht jedoch die Analyse mehr objektiv und für weniger geschulte Beobachter zuverlässiger. Demgegenüber hat es den Nachteil, daß es im Felde manchmal schwierig ist, einen Überblick über die Bedeutung der Registrierungen zu bekommen und etwa Änderungen in der Versuchsanordnung zu treffen, die bessere

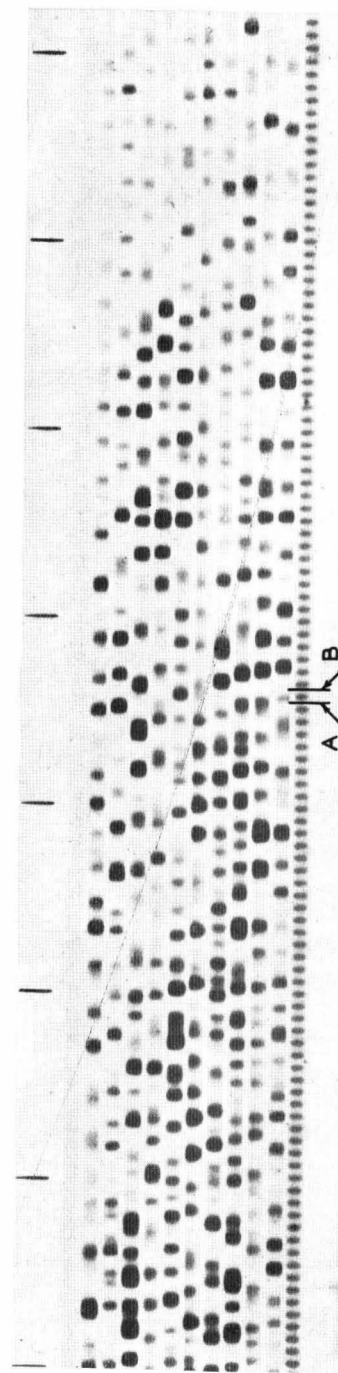


Fig. 18. Aufzeichnung von Bodenschall einer Explosion durch einen Sonographen System FRANK RIEBER. In der Mitte die Aufzeichnungen der 10 Instrumente; besonders dunkle oder helle Stellen entsprechen den Wellenmaxima und -minima. Unten Zeitmarken,  $\frac{1}{100}$  sec. Zur Verfügung gestellt vom RIEBER-Laboratory, Los Angeles.

TRACK NO.

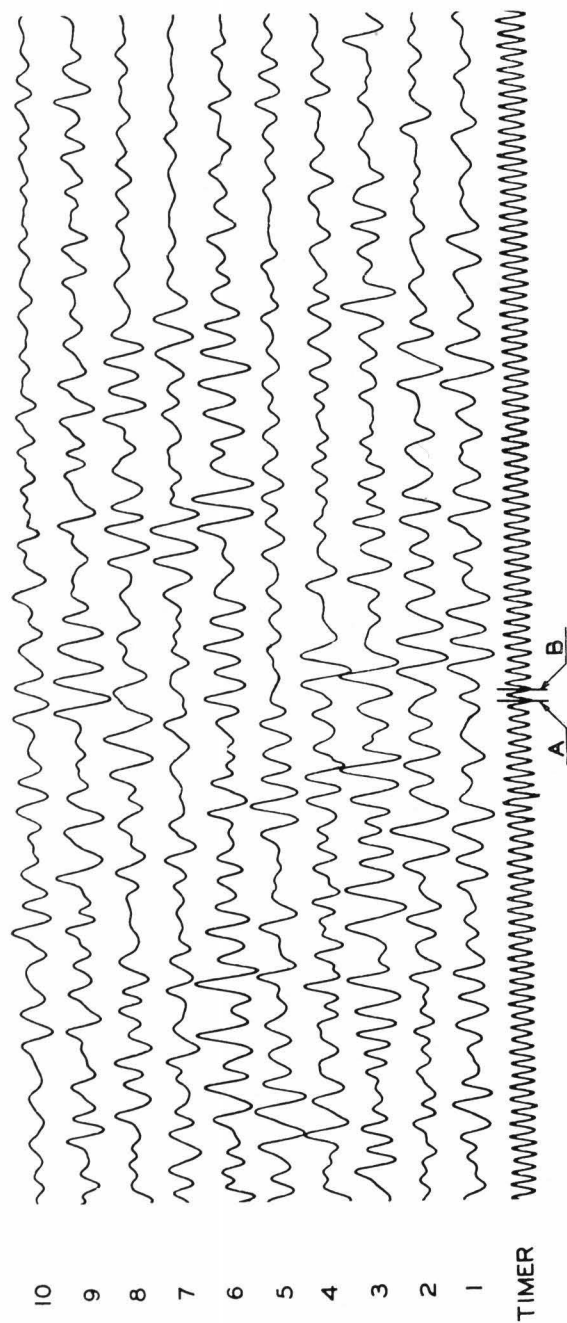


Fig. 19. Seismogramm, das die Wellen zeigt, die dem „Sonogramm“, Fig. 18, entsprechen. Die Punkte „A“ und „B“ sind die gleichen, 0,01 sec voneinander entfernt. Für einen geübten Beobachter sind einige Reflexionen erkennbar, z. B. von „B“ nach links oben, entsprechend den schwarzen Stellen der Fig. 18. Zur Verfügung gestellt vom RIEBER-Laboratory, Los Angeles.

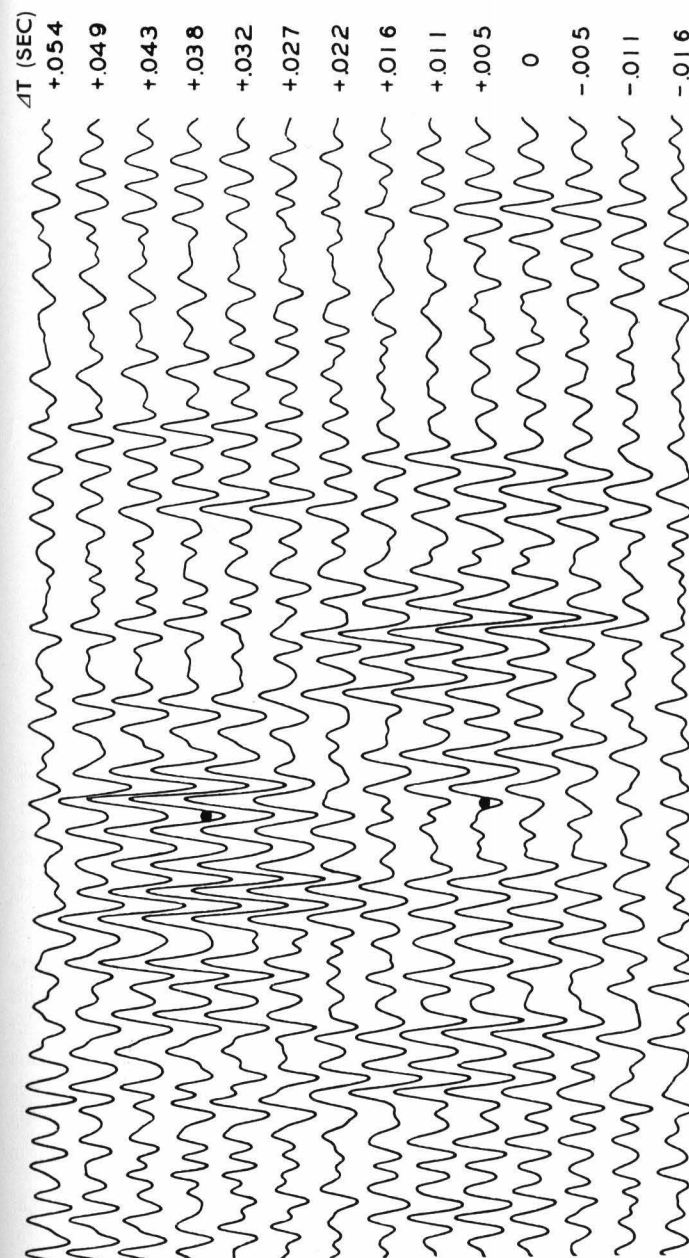


Fig. 20. Analyalisierte Kurven der Fig. 18. Besonders große Amplituden zeigen an, daß bei „A“ eine Reflexion registriert wurde, bei der der Zeitunterschied  $\Delta T$  (Werte am rechten Rand) zwischen dem ersten und letzten Instrument etwa 0,04 sec war, entsprechend der erkennbaren Reflexion in Fig. 18 und 19, während eine weitere Reflexion mit einem Zeitunterschied von etwa 0,007 sec eintraf, die in den anderen Figuren nur knapp angedeutet ist. Die beiden Reflexionen sind auch einem wenig geübten Beobachter auffallend, ebenso Reflexionen an anderen Stellen des Seismogramms mit etwa gleichen  $\Delta T$ . Zur Verfügung gestellt vom RIEBER-Laboratory, Los Angeles.





Resultate gewährleisten. Während der Leiter an einem normalen Instrumente sofort Stellen, die von besonderem Interesse sind, erkennen kann und die Schußpunkte dichter anordnen kann, ist dies bei der RIEBERSchen Methode erst möglich, wenn die Seismogramme im Laboratorium analysiert worden sind. Die Genauigkeit der Ergebnisse ist in den meisten Gebieten, in denen keinerlei Komplikationen der oben erwähnten Art vorliegen, etwa gleich; die RIEBERSche Methode ist dort wohl ein wenig

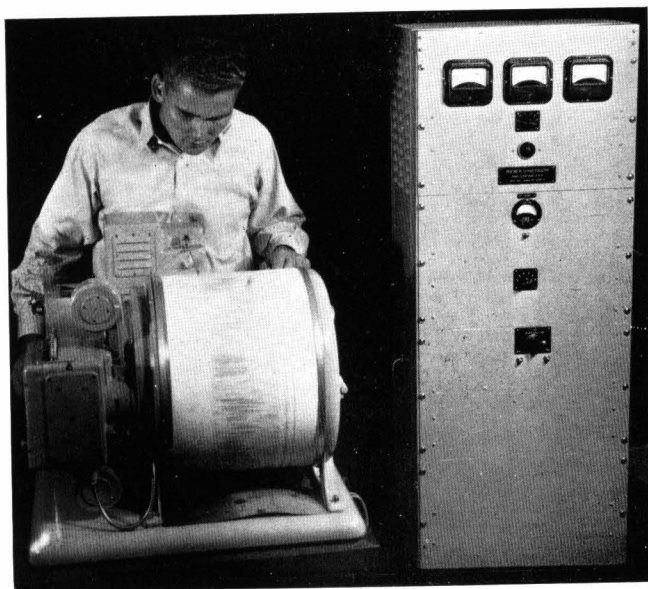


Fig. 21. Analysator (Sonograph Analyser) von FRANK RIEBER.

benachteiligt durch die verzögerte Auswertung. Wo jedoch komplizierte Fälle vorliegen, etwa in der Nachbarschaft von Verwerfungen, scheint die RIEBERSche Methode der üblichen gelegentlich überlegen zu sein. Für Reflexionen aus geringer Tiefe ist sie nicht zu empfehlen, da die Maxima der reflektierten Wellen nicht mehr auf einer angenähert geraden Linie liegen und dadurch der geradlinige Spalt selbst in der günstigsten Stellung unter Umständen gleichzeitig Maxima an einigen Instrumenten und Minima an anderen überdeckt.

## V. Die Sprengladung und ihre Entzündung

Ein wesentliches Erfordernis für die Registrierung klarer Reflexionen ist die richtige Wahl der Energiequelle. Es kommt relativ wenig darauf an, welche Energie verwandt wird, mehr, wo diese wirkt. Versuche, die von den Herren W. T. BORN, H. M. HOUGHTON, J. E. OWEN auf Veranlassung von Dr. WEATHERBY der Geophysical Research Corporation angestellt wurden, zum Teil in Gegenwart des Verfassers, ergaben prak-

tisch die gleichen Kurven, wenn an der gleichen Stelle entweder eine kleine Sprengladung zur Explosion gebracht wurde, oder ein schwerer Hammer auf eine dort in der gleichen Tiefe ruhende Röhre aufgeschlagen wurde (s. Fig. 22), oder schließlich ein FESSENDENScher Oszillator durch Ladung oder Entladung eines Kondensators eine einzelne kräftige Schwingung ausführte. Bei Benutzung des Oszillators waren die Kurven spiegelbildlich,

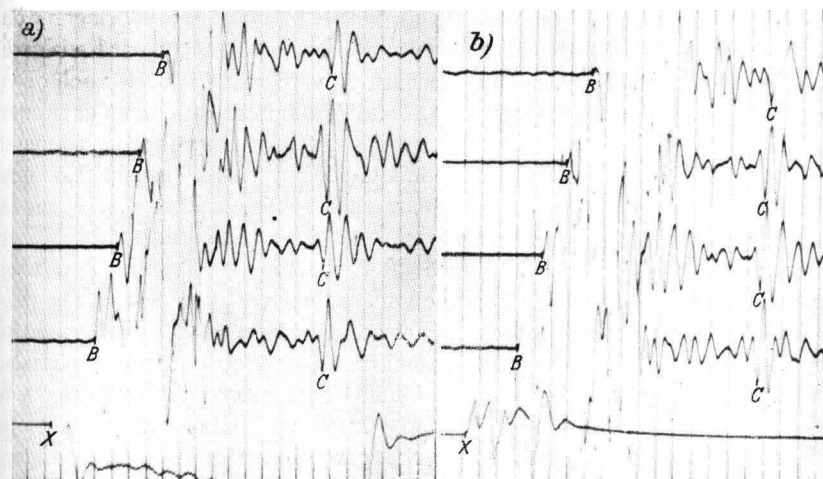


Fig. 22. Direkte Wellen (B) und Reflexionen (C) an Kalksteinschichten in etwa 150 m Tiefe, erzeugt a) von einer kleinen Menge Explosivstoff, b) von einem schweren Hammer, der auf eine Röhre mit Grundplatte aufgeschlagen wurde, die an der gleichen Stelle in etwa 4 m Tiefe aufruhte, an der die Explosion in c) erfolgte. X = Augenblick der Energieerzeugung. Entfernung der Instrumente 40–100 m. Aufgenommen von der Geophysical Research Corporation, Tulsa (Oklahoma).

je nachdem der Oszillator nach unten oder oben schlug. Diese Untersuchungen haben natürlich mehr theoretisches Interesse, da im allgemeinen die Sprengladung die einfachste Art der Energieerzeugung ist.

Von größerer Bedeutung ist die Tiefe, in welcher der Sprengstoff zur Explosion gebracht wird. Diese wird durch drei Forderungen bestimmt: Sie muß so groß sein, daß der von der Explosion angerichtete Schaden ein Minimum ist, daß die Oberflächenwellen die Registrierung nicht stören, und daß genügend Energie in den Boden geht. Die ersten beiden Bedingungen sind im allgemeinen erfüllt, wenn die Explosion in 15 m Tiefe erfolgt (Fig. 6). Kleine Mengen Explosivstoff können in geringer Tiefe zur Explosion gebracht werden, ohne Schaden zu stiften. Oberflächenwellen sind im allgemeinen in hartem Gestein schon bei Explosion in viel geringerer Tiefe unschädlich. Die dritte Bedingung wird meist ebenfalls erfüllt, wenn die Sprengung in etwa 15 m Tiefe erfolgt, jedoch gibt es hier Ausnahmen. Offenbar geht viel mehr Energie in den Boden, wenn die Explosion in porenarmem Material erfolgt, da im anderen Falle ein er-

heblicher Teil der Energie wie bei einem Puffer verbraucht wird, um die Poren zusammenzudrücken. Die Porosität kann vermindert werden, wenn Wasser in das Schußloch gegossen wird. Schon die ältesten Untersuchungen (s. „Historisches“) hatten diesen Effekt gezeigt. Wechseln z. B. Sande mit Schiefer ab, so ergibt eine Explosion in der Schieferschicht in geringerer Tiefe eine bessere Wirkung als eine Explosion in der darunter liegenden Sandschicht. Aus dem gleichen Grunde versucht man, wenn möglich, die Ladung unter dem Grundwasserspiegel zur Explosion zu bringen, da wasserdurchtränktes Material „porenarm“ ist. Schließlich wird vielfach das Schußloch nach Einführung der Ladung verdämmt, um die nach oben entweichende Energie zu verringern. Das Verdämmen geschieht entweder mit Wasser oder Erde. Letztere ist meist wirkungsvoller, besonders, wenn sie noch durchfeuchtet ist, jedoch ist dann vielfach das Schußloch nach dem Schuß nicht mehr brauchbar oder weniger tief, selbst wenn es verrohrt wurde, um Nachstürzen von Sand zu vermeiden.

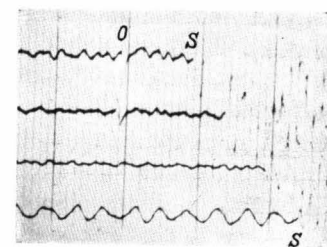
Gelegentlich ist es nicht möglich, Reflexionen zu finden. Das mag manchmal daran liegen, daß keine gut reflektierenden Schichten vorhanden sind, z. B. in der Nähe von Verwerfungen, oder daß die Schichten zu dünn sind, oder an anderen Eigenschaften des reflektierenden Materials. Manchmal werden zahlreiche Reflexionen aus verschiedenen Richtungen sich gegenseitig unerkennbar machen. In einem sehr welligen Gebiete haben die Synklinalen Hohlspiegelwirkungen, die Antiklinalen reflektieren oft nach Gebieten weit entfernt von der Sprengstelle. Dies trifft natürlich für tiefe Reflexionen besonders zu. Schließlich ist es oft schwer, Reflexionen zu finden, wenn Schotter unter der Sprengstelle ist. Offenbar wird die nach unten gehende Energie an den größeren Blöcken diffus. Man muß dann entweder die Ladung unter den Schotter verlegen, dann hat nur die nach oben zurückkommende Energie den Schotter zu passieren, oder Stellen aussuchen, an denen das gewachsene Gestein bis zur Oberfläche reicht. Bei den Untersuchungen im Big Horn Basin [23] konnten z. B. an Stellen, wo der Schiefer bis zur Oberfläche reichte, mühelos Reflexionen erhalten werden durch Explosion von wenigen Pfund Dynamit in 5–10 m Tiefe, während wenige Meter entfernt in einem der alten Flußbetten es unmöglich war, selbst beim Schießen von größeren Mengen von Dynamit in 20 m Tiefe über tieferen Flußschottern irgendwelche Energie aus den tieferen Schichten durch Reflexion zurückzuerhalten.

Die benötigten Mengen Sprengstoff sind mehrfach erwähnt worden. Gewöhnlich wird 60% Ammonium Nitrat Gelatine in den Vereinigten Staaten benutzt, und alle größeren Dynamitfabriken haben spezielle Sprengstoffe für geophysikalische Untersuchungen herausgebracht [24]. Vereinzelt wurde höherprozentige Gelatine — bis 100% — empfohlen, da diese mehr Energie pro Volumeinheit besitzt, jedoch sind diese zu weich. Entgegen der üblichen Ansicht ist die mit letzterem verbundene Gefahr geringer als für 60%, da die zur Explosion nötige Energie beträchtlich höher ist. Auch bezüglich der Sprengkapseln sind von den Fabriken eine

Reihe von Versuchen angestellt und Typen entwickelt worden, die den Ansprüchen der Geophysiker entsprechen, insbesondere was Geschwindigkeit der Explosion betrifft [25].

Die Explosion wird im allgemeinen durch eine mechanische Vorrichtung bewirkt, meist dadurch, daß durch eine handgetriebene Dynamo ein Strom erzeugt wird, der die Sprengkapsel und damit den Dynamit zur Explosion bringt. Bei Benutzung von Batterien für diesen Zweck ist es vorgekommen, daß selbst bei vorsichtiger Handhabung der Wind die Drähte in Verbindung brachte und so unerwartet den Dynamit zur Explosion brachte. Unter allen Umständen und bei jeder Methode dürfen die Drähte zur Ladung erst mit der Stromquelle verbunden werden — auch wenn kein

Fig. 23. Aufzeichnung von Luftschall zur Feststellung der Entfernungen der Instrumente. *O* = Zeitpunkt der Explosion (Sprengkapsel, 1 m über dem Boden). Der Sprengmoment wurde vom zweiten Instrument registriert. Der Impuls aufwärts gibt den Augenblick des Stromschlusses, der scharfe Impuls nach unten, der auch im ersten Instrument erkennbar ist, die Unterbrechung des Stromes im Augenblick der Explosion. *S* = Luftschall, Lufttemperatur 22°, windstill, Schallgeschwindigkeit 345 m/sec. Laufzeiten der Schallwellen 0,098 bzw. 0,134; 0,202; 0,238 sec. Hieraus Entfernungen der Instrumente: 34; 46; 70; 82 m. Stark verkleinert.



Strom in dieser fließt — wenn alles zum Schuß bereit ist und niemand mehr zu nahe der Ladung. Es würde zu weit führen, alle Vorsichtsmaßnahmen hier anzuführen. Erwähnt sei lediglich, daß mehrfach schwere Verletzungen und Todesfälle dadurch entstanden sind, daß verhältnismäßig entfernt von einer an der Erdoberfläche zur Explosion gebrachten Sprengkapsel Dynamit lag, der von einem unerwartet weit fliegenden kleinen Splitter der Sprengkapsel zur Explosion gebracht wurde.

Der Augenblick der Explosion wird auf dem Film mitregistriert, entweder unter Benutzung eines kleinen Bruchteils des Zündungsstromes oder eines induzierten Stromes. Im letzteren Falle gibt der erste Stromstoß den Augenblick, in dem der Zündungsstrom zu fließen beginnt, der zweite in umgekehrter Richtung das Ende des Stromflusses und damit den Augenblick der Explosion (s. Fig. 23). Diese erfolgt meist 0,002 bis 0,008 sec nach Stromschluß bei den üblichen Sprengkapseln; es kommen so erheblich voneinander abweichende Intervalle vor, daß bei genauen Untersuchungen die Registrierung des tatsächlichen Explosionsaugenblickes nötig ist.

Die Verbindung zwischen Sprengstelle und Registrierwagen erfolgt entweder drahtlos oder durch Telefon. Im letzteren Falle wird meist die gleiche Leitung für die Registrierung des Explosionsaugenblickes und das Telefon benutzt, doch muß dann das letztere entweder ohne stärkere

Stromquelle arbeiten, was den Nachteil hat, daß keine Klingel benutzt werden kann, oder automatisch nur dann verwendbar sein, wenn keinerlei Verbindung mit der Zündleitung besteht, was die oft nötige Unterhaltung kurz vor dem Schuß erschwert. Bei gemeinsamer Benutzung der Leitung für Telephon und Registrierung des Schußmomentes darf unmittelbar nach dem Schuß in der Nähe des Telefons nicht gesprochen werden, da die Schallwellen sonst über das Telephon in die Registrierleitung gelangen. Ein manchmal vorkommender anfangs unerklärbarer Einsatz auf den Seismogrammen, die vom Verfasser aufgenommen waren, erwies sich schließlich als die Schallwelle, die von der Explosionsstelle durch die Luft zum Telephon an der Schußstelle gelaufen war und von dort über die Telephonleitung zu dem Registrierinstrument.

Die Entfernung der Instrumente von der Explosionsstelle wird bei den größeren Gesellschaften vorher festgelegt und genau vermessen. Bei den Versuchen, die am California Institute of Technology ausgeführt wurden, und auch sonst vielfach, wurden die Schallwellen durch die Luft registriert, die etwa 1 m über dem Boden durch eine Sprengkapsel, oder wie im Abschnitt über die Refraktionsmethode erwähnt wurde, bei größeren Entfernungen durch eine entsprechende Menge Dynamit erzeugt wurden. Fig. 23 zeigt eine solche Registrierung. Die Schallgeschwindigkeit  $V$  ist genügend genau gegeben durch

$$V = 20,1 \sqrt{T} \text{ m/sec,}$$

wo  $T$  die absolute Temperatur ist. Die Windkomponente in der Richtung Explosionsstelle—Instrument muß hierzu addiert werden. Eine Schätzung genügt im allgemeinen.

Zur Orientierung über die Größenordnung der dabei entstehenden Fehler wurde bei Untersuchungen im San Joaquin Valley (s. erstes Beispiel im nächsten Abschnitt) darauf geachtet, daß die Instrumente beim Abschießen eines Refraktionsprofils von über 8 km Länge in beiden Richtungen an die gleiche Stelle kamen, so daß der Abstand der beiden Schußstellen aus einer größeren Anzahl von Messungen bestimmt werden kann (vgl. Tabelle 1, letzte Spalte). Die Abweichungen vom Mittel ergaben sich dabei im allgemeinen zu weniger als 1%, obwohl der Wind während der Versuche, die sich auf mehrere Tage erstreckten, erheblich schwankte und bis zu 8 m/sec erreichte. — Die erwähnte Verzögerung war dadurch entstanden, daß wiederholt Kühe das etwa 10 km lange Telephonkabel zernagten und es meist geraume Zeit dauerte, bis festgestellt wurde, daß die Leitung unterbrochen war, und dann der Schaden gefunden war. In anderen Gebieten ohne Viehzucht und spitze Ackerbaugeräte konnte ein gleich langes Profil in zwei aufeinander folgenden Tagen ohne Störung abgeschossen werden. Direkte Vergleichen im Yosemite-Valley unter ungünstigen Umständen (Wald, Unregelmäßigkeiten infolge des engen Tales) von gemessenen Entfernungen mit den aus dem Luftschall gefundenen ergaben im allgemeinen Unterschiede nicht über 2 m bei Ent-

fernungen bis 100 m, nicht über 3 m bei Entfernungen zwischen 100 und 200 m, und selten über 2% bei größeren Entfernungen bis 2½ km. Die berechneten Entfernungen waren meist zu groß.

## VI. Beispiele

### a) Refraktionsmethode

Als Beispiel für die Refraktionsmethode sei ein Profil wiedergegeben, das unter Leitung von J. P. BUWALDA und dem Verfasser im San Joaquin Valley, Kalifornien, längs der „Semitropic Ridge“, etwa 35½° Nord, 119½° West, erschossen worden war. Zunächst war aus Reflexionsschüssen festgestellt worden, daß die Streichrichtung in allen Tiefen dort etwa Nordwest—Südost verläuft, und deswegen das Refraktionsprofil in dieser Richtung angeordnet worden, und zwar etwa längs des verhältnismäßig flachen Kammes (Antiklinale in allen Tiefen). In Tabelle 1 ist eine Reihe von Messungen zusammengestellt. Schußpunkt 1 war am Südostende, Punkt 7 am Nordwestende der ursprünglich vorgesehenen Strecke, Punkt 30 wurde dann später noch weiter im Nordwesten von Punkt 7 zugefügt. Da gleichzeitig eine Prüfung der Genauigkeit der Methode, Entfernungen unter Benutzung des Luftschalles zu bestimmen,

Tabelle 1

Schuß Ladung	Entfernung m	Laufzeit sec	Schuß Ladung	Entfernung m	Laufzeit sec	Entfernung 1-7
1 x 2½ lbs	1327	0,762	7 F	8125	3,947	6798
	1426	0,816	75 lbs	8223	3,983	6797
	1542	0,875		8340	4,030	6798
	1639	0,922		8444	4,060	6815
	0		7 E 50 lbs	6769	3,393	6769
1 b 5 lbs	919	0,592	7 B	5788	2,912	6707
	1009	0,644	40 lbs	5690	2,873	6699
	1115	0,700		5570	2,812	6685
	1188	0,754		5479	2,782	6667
1 f 25 lbs	2514	1,386	7 C	4268	2,250	6782
	2614	1,435	20 lbs	4172	2,190	6786
	2836	1,545		3951	2,066	6787
1 h 30 lbs	4108	2,152	7 D	2641	1,465	6749
	4221		10 lbs	2542	1,412	6763
	4430	2,290		2327	1,315	6757
1 k 42 lbs	6720	3,335	7 G	34	0,047	6754
			2 lbs			
			30 M 80 lbs	10170 10393	4,765 4,831	



beabsichtigt war, wurden die Instrumente in beiden Richtungen genau an den gleichen Platz gestellt. Die Sprengstoffmenge (60% Gelatine) ist unter der Schußnummer in englischen Pfund (1 lb. ist 453,6 g) angegeben. Ein typisches Beispiel für ein Refraktionsseismogramm war in Fig. 5 wieder gegeben worden. In der letzten Spalte der Tabelle 1 ist die Entfernung zwischen Schußpunkt 1 und Schußpunkt 7 als Summe der entsprechenden Entfernungen Schußpunkt 1—Instrument plus Schußpunkt 7—Instrument berechnet. Bei der ersten Gruppe waren die Instrumente südöstlich vom Sprengpunkt 1, so daß in diesem Falle die Differenz der beiden entsprechenden Entfernungen zu bilden ist. Bei 7 E war ein Instrument am Schußpunkt 1 (die Zeiten für die anderen Instrumente sind weggelassen), bei 1 k waren die Instrumente dicht am Schußpunkt 7. Wie man sieht, weichen die gefundenen Ergebnisse nur in wenigen Fällen um mehr als  $\frac{1}{2}\%$  vom Mittel ab. Da im vorliegenden Falle die Windverhältnisse ungünstig waren (bis zu 8 m/sec wurden während der Experimente beobachtet) und die Temperaturschwankungen, welche die Genauigkeit der Methode beeinflussen, groß (meist unter  $10^\circ\text{C}$  bei Beginn am Vormittag, etwa  $30^\circ$  mittags), kann aus den Ergebnissen gefolgert werden daß die Fehler in den gefundenen Entfernungen meist 1–2% nicht übersteigen.

In Fig. 24 sind die in der Tabelle 1 angegebenen Laufzeiten sowie einige andere von dem gleichen Profil eingetragen. Da kein merklicher Unterschied zwischen den Zeiten für beide Richtungen erkennbar ist, wird das aus den Reflexionen gefundene Ergebnis bestätigt, daß das Profil die Schichten nahezu horizontal schneidet. Andererseits sind Knicke in der Laufzeitkurve kaum erkennbar. Dies ist eine immer wiederkehrende Erfahrung in Gebieten mit dicken Sedimentdecken aus jüngeren Epochen: Die Wellengeschwindigkeit nimmt mit der Tiefe mehr infolge des Druckes als infolge von Materialänderungen zu [19]. Infolgedessen ist die Refraktionsmethode in solchen Gebieten für wirtschaftliche Zwecke unbrauchbar. Zur Auswertung wurden einmal solche Knicke vorausgesetzt (gestrichelte Kurve in Fig. 24a), dann eine stetige Kurve (ausgezogene Kurve). Im ersten Falle ergibt sich nach der „Schichtenmethode“ die in Fig. 24b gestrichelte Kurve für die Geschwindigkeit als Funktion der Tiefe, im zweiten Falle die ausgezogene Kurve nach der WIECHERT-HERGLOTZschen Integralmethode. Die folgende Tabelle gibt angenähert die Scheiteltiefen  $D$ , die für eine gegebene Entfernung  $\Delta$  Instrument—Schußstelle auf dem oben angegebenen Profil gefunden wurden:

$\Delta$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 km
$D$	150	220	250	510	590	680	1000	1600	1700	1800 m

Im allgemeinen nimmt die Geschwindigkeit etwas stärker mit der Tiefe zu, und daher können mit der gleichen Schußentfernung etwas größere Tiefen erreicht werden.

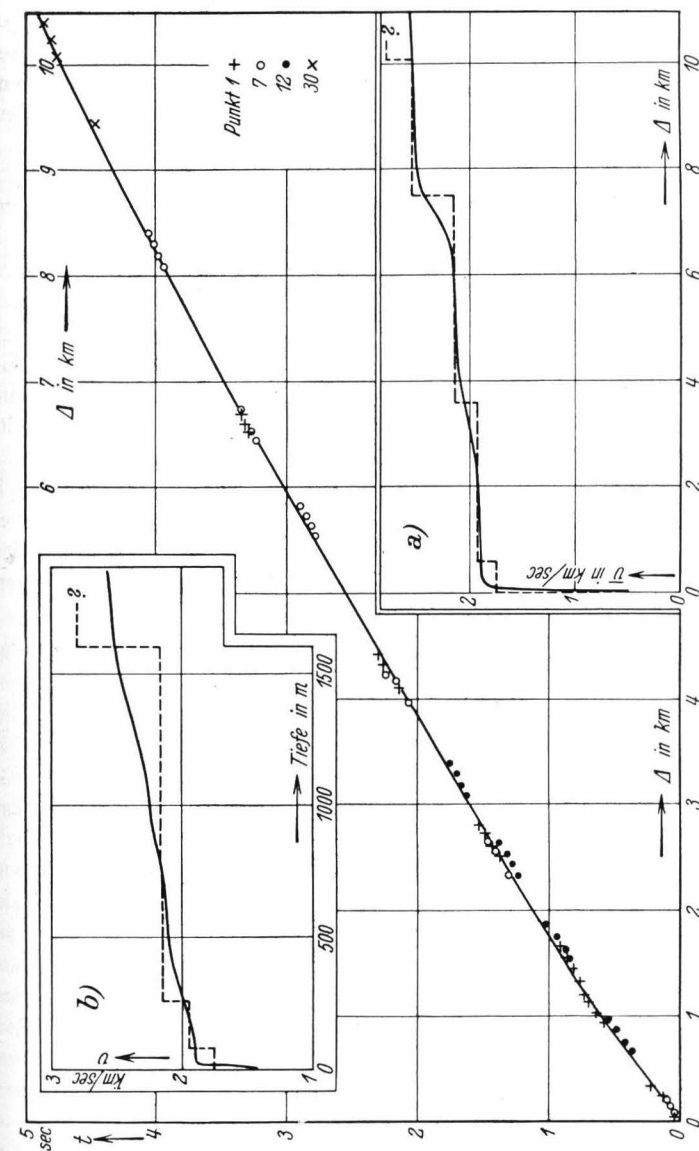


Fig. 24. Hauptfigur: Laufzeitkurve entlang „Semitropic Ridge“. Nebenfiguren: a) Scheinbare Wellengeschwindigkeit unter Annahme einer stetigen Krümmung der Laufzeitkurve (ausgezogen) und von Knicken (gestrichelt). b) entsprechende Wellengeschwindigkeiten als Funktion der Tiefe.

#### b) Reflexionsmethode bei Vorhandensein ausgeprägter Reflexionen (Korrelationsmethode)

Wenn es möglich ist, eine bestimmte Reflexion von Punkt zu Punkt zu verfolgen, wird sowohl die Tiefe der reflektierenden Schicht wie deren Neigung (Fallwinkel) aus den Seismogrammen bestimmt und verwertet. Als Beispiel für ein solches Profil sei Fig. 25 gegeben. In den Seismogrammen bezeichnen  $O$  den Sprengpunkt,  $P$  die direkte oder gebrochene

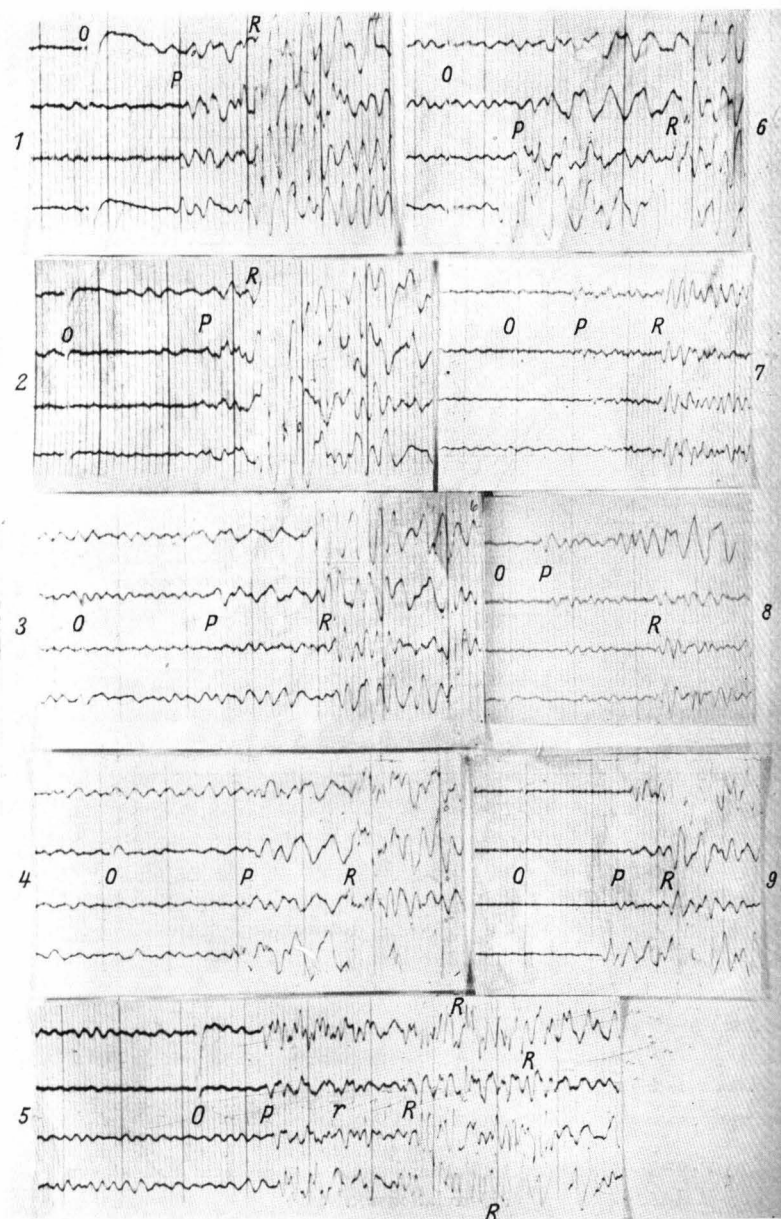


Fig. 25. Aufzeichnungen an 9 aufeinanderfolgenden Punkten, deren relative Lage in Fig. 26 angegeben ist. *O* = Augenblick der Sprengung, *P* = erste *P*-Welle (direkt oder gebrochen), *R* = erste deutliche Reflexion. Aufgenommen mit der Ausrüstung des California Institute of Technology. Stark verkleinert.

Welle, die zuerst ankommt, *R* Reflexionen. In einigen Seismogrammen sind mehrere Reflexionen markiert, im folgenden wollen wir aber nur die am stärksten hervortretende erste Reflexion betrachten. Wie vielfach bei Reflexionen aus geringer Tiefe, ist die Amplitude dieser Reflexion meist größer als die der direkten (gebrochenen) Welle. Dies entspricht durchaus der Theorie [19]. Tabelle 2 enthält nähere Angaben für Fig. 25,

Tabelle 2

Nr.	La- dung g	Tiefe der Ladg. m	Empfind- lichkeit d. Instr. %	Richtung Instrum. vom Punkt	Entfernung Pkt.-Instr.		Reflex. aus Tiefe m	Horiz. Entferng. d. Refl. m	Fall- winkel
					1	4			
1	50	$\frac{1}{2}$	70	N	200	155	250	65 N	18° S
2	100	$\frac{1}{2}$	100	N	273	317	260	? N	? S
3	100	$\frac{1}{2}$	50	S	214	313	280	80 N	18° S
4	200	$\frac{1}{2}$	50	N	309	250	310	30 N	6° S
5	100	1	30	E	141	176	300	0	0
6	50	$\frac{1}{2}$	50	N	191	95	280	? S	? N
7	50	1	25	S	182	276	240	80 S	18° N
8	20	1	25	S	59	153	220	60 S	16° N
9	100	3	20	S	207	143	180	70 S	22° N

und zwar sind in der ersten Spalte der Tabelle die Nummer des Schußpunktes angegeben, in der zweiten die Menge der Ladung (60% Gelatine), in der dritten deren Tiefe, in der vierten die Empfindlichkeit der Instrumente in Prozent der maximal möglichen (Reduktion nötig wegen der Bodenunruhe), in der fünften die Richtung der Instrumente vom Schußpunkt. Hierbei ist zu beachten, daß manchmal das erste und manchmal das vierte Instrument der Explosionsstelle am nächsten lag; häufig wurde nach Beendigung der Experimente an einem Punkt der Schußpunkt auf die andere Seite der Instrumente verlegt, während die Instrumente unverändert stehen blieben, das nächste Mal wurden die Instrumente auf die andere Seite des Schußpunktes verlegt usw. Auf diese Weise wird ein ununterbrochenes Profil erhalten. Will man noch bessere Korrelationsmöglichkeiten von Punkt zu Punkt haben, so muß man bei jedem Schuß je ein Instrument an der vorangehenden und an der folgenden Schußstelle haben, da dann zwei aufeinanderfolgende Registrierstreifen je eine Registrierung von fast den gleichen Reflexionsstellen gemeinsam haben müssen (bis auf den Einfluß der Oberflächenschichten und der etwas verschiedenen Tiefe von Instrument und Ladung).

Die sechste und siebente Spalte der Tabelle 2 geben die Entfernung des ersten bzw. vierten Instrumentes (gezählt auf dem Registrierstreifen von oben nach unten) vom Schußpunkt an; die Entfernung wurde aus der Laufzeit des Luftschalles erhalten (s. Fig. 23). Die drei letzten Spalten

geben schließlich Ergebnisse, die unter Verwendung aller Registrierungen an dem betreffenden Punkt in ähnlicher Weise erhalten worden sind, wie dies in einer früheren Arbeit [19] eingehend beschrieben worden ist. Nur eine dieser Registrierungen für jeden Punkt ist in Fig. 25 stark ver-

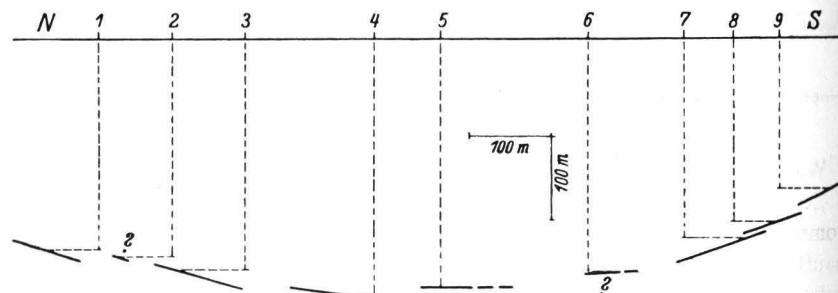


Fig. 26. Profil, das auf Grund der Fig. 25 und weiterer ähnlicher Seismogramme gezeichnet wurde.

kleinert wiedergegeben. Die vorletzte Spalte der Tabelle 2 enthält die Horizontalkomponente der Strecke Reflexionsstelle—Schußpunkt. Die Werte der drei letzten Spalten wurden zur Konstruktion der Fig. 26 benutzt. Das gesuchte Profil kann daraus ohne weiteres gesehen werden. Die kleinen Unstimmigkeiten in der Figur rühren teils von der zu ge-

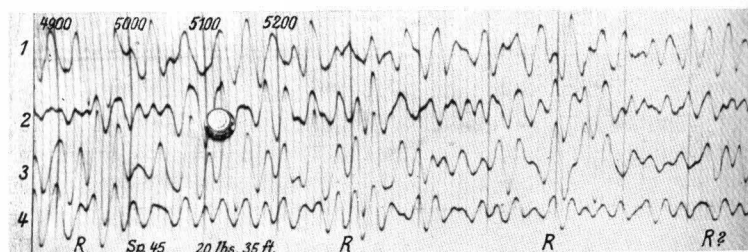


Fig. 27. An etwa 9–11 km tiefen Schichtgrenzen im Los Angeles Basin reflektierte Wellen, herrührend von der Explosion von 9 kg 60% Dynamit in etwa 10 m Tiefe. Die erste kräftige Zeitlinie ist 4,9 sec nach der Explosion, die nächste 5,0 sec usw. Entfernung der Instrumente vom Schußpunkt 175 m (erste Linie) bis 265 m (vierte Linie). Stark verkleinert.

ringen Zahl der Instrumente, teils von der nur angenähert bekannten Wellengeschwindigkeit her. Wesentlich ist ferner, daß die reflektierende Schicht relativ stark gekrümmt ist, während ebene Stücke für die Rechnung angenommen wurden.

In dem vorstehenden Beispiel wurde ein Fall behandelt, in dem die Reflexionsstellen außergewöhnlich nahe der Erdoberfläche liegen. Dadurch war es möglich, eine größere Reihe von Seismogrammen mit dem

Augenblick des Schusses auf kleinem Raume wiederzugeben. Profile aus mittleren Tiefen von 1–3 km machen meist weniger Schwierigkeiten; bei noch größeren Tiefen sind größere Sprengmengen nötig und entsprechend längere Registrierungen. Fig. 27 gibt einen Teil eines Seismogrammes mit Reflexionen aus größerer Tiefe im Los Angeles Basin. Das entsprechende Profil wurde an anderer Stelle veröffentlicht [26].

### c) Reflexionsmethode in Gebieten mit zahlreichen gleichartigen Reflexionen (Fallwinkelmethode. Dipmethode)

Während es in dem Beispiel der Fig. 25 und 26 leicht möglich war, Tiefe und Neigung der reflektierenden Schicht gemeinsam zu benutzen, kommt es besonders in Gebieten mit dicken jungen Sedimentschichten häufig vor, daß zahlreiche mehr oder minder gleichartige Reflexionen auftreten; die meisten der vorstehend wiedergegebenen Seismogramme zeigen solche Fälle. Es ist dann meist schwer und oft unmöglich, eine bestimmte Reflexion von Punkt zu Punkt zu verfolgen, besonders, wenn die Schichtdicken in der Nähe der Wellenlänge (meist zwischen 10 und 100 m) oder darunter liegen. Es werden dann manchmal Reflexion von beiden, manchmal nur von einer und gelegentlich von keiner der beiden Schichtgrenzen registriert. Die Refraktionsmethode versagt dann völlig. In diesem Falle wird, wie bereits erwähnt, nur der Fallwinkel benutzt. Das Verfahren ist in der Praxis zunächst ganz wie im Beispiel unter b) beschrieben wurde: Man bestimmt die Tiefe der reflektierenden Schichten, den Fallwinkel dort, und trägt die Ergebnisse genau so in eine Figur ein, wie dies in Fig. 26 geschehen ist. Jedoch ist es nun ohne Willkür nicht oder nur schwer möglich, Profile zu zeichnen und die Grenzen bestimmter Schichten einzutragen. Statt dessen konstruiert man nun typische Kurven in der Richtung der Fallwinkel ohne Rücksicht darauf, ob diese nun Schichtgrenzen sind oder diesen innerhalb einer Schicht parallel laufen. Fig. 28 zeigt besser als eine Beschreibung das angewandte Verfahren. In der Ölgeophysik ist es ja ohne Bedeutung, in welcher genauen Tiefe die Schichtgrenzen liegen, die ja an und für sich meist nicht genau geologisch bekannt sind, sondern die Lage von Antiklinalen und Verwerfungen, an denen sich das Öl sammelt, ist in erster Linie von Interesse. Hierzu ist ein Bild wie das in Fig. 28 wiedergegebene völlig hinreichend.

## VII. Rechenmethoden

Eine genaue Berechnung der Schichtgrenzen auf Grund der Reflexions- oder Refraktionsmethode ist im allgemeinen schwierig, da die mathematischen Beziehungen außerordentlich kompliziert werden, sobald es sich um mehrere Schichten mit verschiedenen Fallwinkeln handelt, selbst wenn man voraussetzt, daß die Wellengeschwindigkeit innerhalb einer Schicht konstant ist.



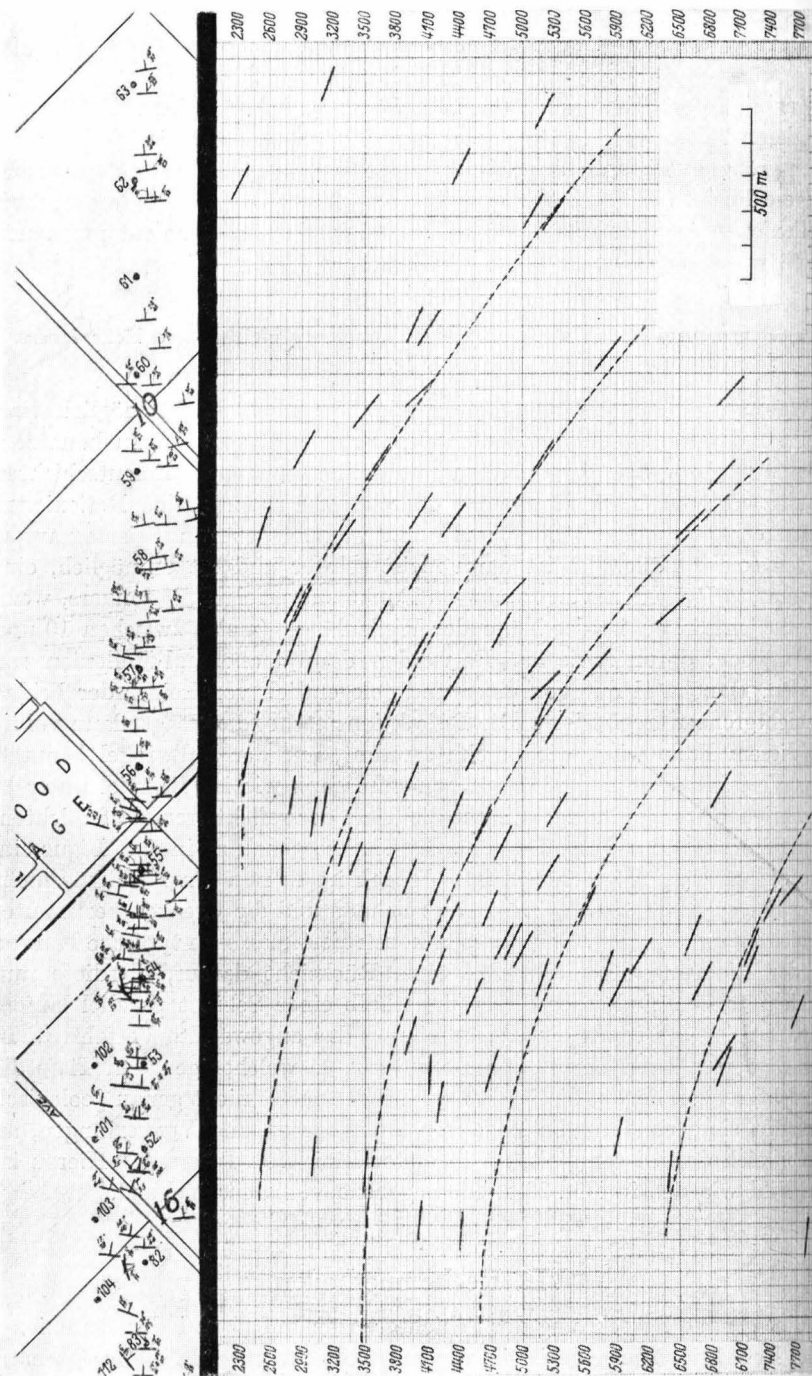


Fig. 28. Profil nach der Fallwinkel-Methode (Dip-Methode) in natürlichem Verhältnis Länge:Tiefe. Oben Lage der Schußpunkte (52–63 usw. bis 112) sowie Angaben über die gefundenen Streichrichtungen und Fallwinkel. In der Hauptfigur sind die gefundenen Fallwinkel ausgezogen; die gestrichelten Linien sind nicht bestimmte Schichtgrenzen, sondern geben nur die Richtungen der Schichten an. Rechts und links Tiefen in Fuß (1 Fuß = 0,305 m). (Geophysical Engineering Corporation, Pasadena.)

Das Grundgesetz ist die Beziehung

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (1)$$

wo  $i_1$  und  $i_2$  die Einfallswinkel auf zwei Seiten einer Diskontinuität sind, die eine Schicht mit der Wellengeschwindigkeit  $V_1$  von einer solchen mit der Wellengeschwindigkeit  $V_2$  trennt. Wenn alle Schichtgrenzen horizontal sind, so ist (1) die Strahlgleichung;  $V_1$  und  $V_2$  sind dann die Geschwindigkeiten an zwei beliebigen Punkten eines Strahles,  $i_1$  und  $i_2$  die Einfallswinkel an diesen Punkten. Bilden jedoch die Grenzen einer Schicht mit konstanter Geschwindigkeit den Winkel  $\omega$  miteinander, so besteht zwischen dem Einfallswinkel  $i_1$  an der oberen Schichtgrenze und dem Einfallswinkel  $i_2$  an der unteren Schichtgrenze die Beziehung

$$\text{a) } i_2 = i_1 - \omega \quad \text{b) } i_2 = i_1 + \omega, \quad (2)$$

je nachdem a) der Einfallswinkel  $i_1$  auf der Seite liegt, auf der die beiden Schichten einander näher kommen, oder b) sich voneinander entfernen.

So lange die Wellenfront senkrecht zum Strahl ist, gilt die BENNDORFFSche Beziehung

$$\sin i_0 = \frac{V_0}{V} = V_0 \frac{\partial t}{\partial \Delta}, \quad (3)$$

wo  $i_0$  der Einfallswinkel an der Erdoberfläche ist,  $V_0$  die Wellengeschwindigkeit und  $V$  die scheinbare Wellengeschwindigkeit daselbst,  $t$  die Laufzeit und  $\Delta$  die Entfernung von der Sprengstelle. Aus (3) folgt zum Beispiel, daß die Laufzeitkurve einer gebrochenen Welle stets tangential zur Laufzeitkurve der an der gleichen Schicht reflektierten Welle beginnt, da für diesen Punkt die beiden Wellenbahnen und somit auch  $i_0$  identisch sind, so daß nach (3) auch  $\partial t / \partial \Delta$  für beide Wellen gleich sein muß.

Die Laufzeitkurve der direkten Welle ist gegeben durch

$$t = \Delta / V, \quad (4)$$

so lange die Wellengeschwindigkeit in der obersten Schicht konstant ist. Für Untersuchungen, die keine große Genauigkeit verlangen, kann im allgemeinen (4) benutzt werden. Für Probleme, die große Genauigkeit erfordern, muß jedoch der Einfluß der obersten Schicht mit geringer Geschwindigkeit (meist einige hundert Meter pro Sekunde) berücksichtigt werden. In diesem Falle wird oft diese Schicht als „oberste Schicht“ behandelt und die Welle durch die folgende Schicht als „gebogene Welle“. Jedoch ist in der porösen Deckschicht mit geringer Geschwindigkeit weder diese konstant, noch ist die untere Grenze dieser Schicht, sofern sie nicht durch den Grundwasserspiegel gebildet wird, eine Ebene.

Im Falle von zwei Schichten mit horizontaler Grenzfläche ist die Laufzeit der reflektierten Welle gegeben durch

$$t = \frac{\sqrt{4h^2 + \Delta^2}}{V_1} \quad (5)$$

und die der gebrochenen Wellen durch

$$t = \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{|\Delta|}{V_2}. \quad (6)$$

wo  $h$  die Tiefe der Grenze zwischen den beiden Schichten mit den Geschwindigkeiten  $V_1$  und  $V_2$  ist. Damit die gebrochenen Wellen zur Erdoberfläche zurückkehren, muß  $V_2$  größer als  $V_1$  sein. Die Laufzeitkurve der reflektierten Welle ist eine halbe Hyperbel mit den Laufzeitgeraden der direkten Welle ( $t = \pm \Delta/V_1$ ) als Asymptoten. Die Laufzeitkurven der gebrochenen Wellen sind spiegelbildliche Geraden, die in der Entfernung

$\pm 2h V_1 \sqrt{\frac{1}{V_2^2 - V_1^2}}$  an der Laufzeitkurve der reflektierten Welle beginnen,

und zwar mit der Laufzeit  $2h \frac{V_1}{V_2} \sqrt{\frac{1}{V_2^2 - V_1^2}}$ .

Die direkte und die gebrochene Welle treffen gleichzeitig ein in der Entfernung

$$D^* = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}. \quad (7)$$

Diese Gleichung kann zur Berechnung der Tiefe der reflektierenden Schicht benutzt werden:

$$h = \frac{D^*}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}. \quad (8)$$

Ist, allgemeiner,  $t$  die Laufzeit der gebrochenen Welle in der Herddistanz  $\Delta$ , so ist

$$h = \frac{V_2 t - \Delta}{2 \sqrt{\left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2 - 1}}. \quad (9)$$

Die Geschwindigkeit  $V_1$  ergibt sich nach (4) als Scheingeschwindigkeit der direkten Welle, die Geschwindigkeit  $V_2$  nach (6) als Scheingeschwindigkeit der gebrochenen Welle.

Die reflektierte Welle hat ihre minimale Laufzeit am Schußpunkt, wo  $\Delta = 0$ . Aus diesem Minimum  $t_0$  kann die Schichttiefe gefunden werden:

$$h = \frac{t_0 V_1}{2}. \quad (10)$$

Im Falle von zwei Schichten, deren Grenzfläche den Winkel  $\omega$  mit der Horizontalen bildet, aber sonst gleichen Verhältnissen wie oben, ist die Laufzeit der reflektierten Welle in der Ebene des Fallens gegeben durch

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{a^2 + (\Delta - \Delta^*)^2}, \quad (11)$$

wo

$$a = \Delta^* \operatorname{ctg} \omega = 2h \cos^2 \omega = 2d \cos \omega, \quad (12)$$

$$\Delta^* = h \sin 2\omega = 2d \sin \omega, \quad (13)$$

$$d = h \cos \omega = \frac{1}{2} t_0 V_1. \quad (14)$$

Wie man aus (11) ersieht, hat die reflektierte Welle nun ihre minimale Laufzeit in der Entfernung  $\Delta = \Delta^*$ . Dieses Minimum ist

$$t_{\Delta}^* = \frac{2h}{V_1} \cos^2 \omega = t_0 \cos \omega. \quad (15)$$

Die Laufzeitkurve der reflektierten Wellen ist wieder ein Hyperbelast, dessen Asymptoten nun nicht mehr durch den Nullpunkt gehen, sondern durch den Punkt der Abszissenachse, welcher der Entfernung  $\Delta^*$  entspricht; die Asymptoten sind aber noch parallel den beiden Laufzeitgeraden der direkten Welle.

Die Laufzeit der gebrochenen Wellen ist gegeben durch

$$t = \frac{1}{V_1} [\Delta \sin(i_1 \mp \omega) + 2h \cos i_1 \cos \omega], \quad (16)$$

wo  $\sin i_1 = V_1/V_2$ ; ( $V_2 > V_1$ );  $i_1$  ist der Einfallswinkel im Medium 1 an der Schichtgrenze. Das positive Vorzeichen in der Klammer ist zu benutzen für die Punkte, die vom Schußpunkt aus in der Richtung des Fallens liegen („Abwärts-Schießen“), das negative Vorzeichen in der umgekehrten Richtung („Aufwärts-Schießen“). Die Laufzeitkurven schneiden die Ordinatenachse noch im gleichen Punkt:

$$t_0 = \frac{2h \cos \omega}{V_1} \cos i_1. \quad (17)$$

Die scheinbare Geschwindigkeit ist jedoch verschieden:

$$\bar{V}_2 = \frac{\partial \Delta}{\partial t} = \frac{V_1}{\sin(i_1 \mp \omega)}. \quad (18)$$

Infolgedessen liegen auch die Schnittpunkte der verschiedenen Wellen auf beiden Seiten in verschiedenen Entfernungen:

	Aufwärts-Schießen	Abwärts-Schießen.
Direkt mit gebrochen	$\frac{2h \cos i_1 \cos \omega}{1 - \sin(i_1 - \omega)}$	$\frac{2h \cos i_1 \cos \omega}{1 - \sin(i_1 + \omega)}$

Direkt mit reflektiert	$\frac{\Delta^*}{2 \sin^2 \omega}$	nicht vorhanden
------------------------	------------------------------------	-----------------

Reflektiert mit gebrochen (Beginn der gebrochenen Wellen)	$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\Delta^* \sin i_1}{\sin \omega \cos(i_1 - \omega)} & \frac{\Delta^* \sin i_1}{\sin \omega \cos(i_1 + \omega)} \\ 2h \frac{V_1}{V_2} \frac{\cos \omega}{\cos(i_1 - \omega)} & 2h \frac{V_1}{V_2} \frac{\cos \omega}{\cos(i_1 + \omega)} \end{array} \right\}$
---	---

Der Schnittpunkt der Laufzeitkurve der reflektierten Wellen mit der Ordinatenachse ist stets höher als der Schnittpunkt der Laufzeitkurve der gebrochenen Wellen mit der Ordinatenachse. Diese Tatsache, die aus Vergleich von (14) mit (17) folgt, ist oft von Nutzen bei der Zuordnung von gebrochenen und reflektierten Wellen.

Die letzten Beziehungen erlauben eine Reihe von interessanten Schlüssen. Ist z. B.  $\sin \omega = V_1/V_2$ , so ist  $\omega = i_1$ , die Laufzeitkurve der gebrochenen

Wellen beginnt beim Aufwärtsschießen nach (21) in der Entfernung  $\Delta^*$  und muß nach (16) horizontal sein. Ist  $\omega > i_1$ , so erreichen nach (16) auf dieser Seite die gebrochenen Wellen die Instrumente in den größeren Entfernungen zuerst. Ist  $i_1 + \omega \geq 90^\circ$ , so existiert nach (21) beim Abwärtsschießen keine gebrochene Welle, welche die Erdoberfläche erreicht. Alle diese Ergebnisse werden durch die Beobachtungen bestätigt.

Im vorliegenden Problem sind zwei Größen zu berechnen: die Tiefe der Schichtgrenze an einer bestimmten Stelle, z. B. unter dem Schußpunkt, und der Fallwinkel  $\omega$ . Folgende Beziehungen können dazu benutzt werden: a) Reflektierte Wellen: falls die Distanz  $\Delta^*$  feststellbar ist, in der die reflektierten Wellen in der Ebene des Fallens ihre minimale Laufzeit haben:

$$\sin \omega = \frac{\Delta^*}{2d} = \frac{\Delta^*}{t_0 V_1}. \quad (22)$$

Auf der Seite, auf der  $\Delta^*$  beobachtet wird, steigt die Schichtgrenze an;  $t_0$  ist die Laufzeit der reflektierten Wellen nach dem Schußpunkt. Unter Benutzung der scheinbaren Wellengeschwindigkeit der reflektierten Wellen daselbst ergibt sich

$$\sin \omega = -\frac{V_1}{\bar{V}} = -V_1 \left( \frac{\partial \Delta}{\partial t} \right)_{\Delta=0}. \quad (23)$$

Die Schichtgrenze fällt in der entgegengesetzten Richtung wie die Tangente für  $\Delta = 0$ . Wird in einer Entfernung  $\Delta$  die Laufzeit  $t$  der reflektierten Welle und die scheinbare Wellengeschwindigkeit  $\bar{V} = \frac{\partial \Delta}{\partial t}$  beobachtet, so findet man den Fallwinkel aus

$$\sin \omega = \frac{1}{2d} \left( \Delta - \frac{V_1^2 t}{\bar{V}} \right) = \frac{\Delta}{t_0 V_1} - \frac{V_1 t}{\bar{V} t_0}. \quad (24)$$

Ein positiver Wert entspricht einem Ansteigen der Schichtgrenze in der Richtung Schußpunkt—Instrumente.

Beobachtet man die Scheingeschwindigkeiten der gebrochenen Wellen nach beiden Seiten vom Schußpunkt, so kann man nach (18) aus der einen  $i_1 - \omega$  und aus der anderen  $i_1 + \omega$  berechnen, und somit auch  $i_1$  und  $\omega$ . Die Geschwindigkeit in der tieferen Schicht ergibt sich dann aus  $V_2 = \frac{V_1}{\sin i_1}$ .

Die Schichttiefe  $h$  unter dem Schußpunkt ergibt sich aus der Zeit  $t_0$ , nach der die reflektierte Welle an dem Schußpunkt eintrifft:

$$h = \frac{V_1 t_0}{2 \cos \omega} \quad (25)$$

oder aus der Laufzeit nach der Entfernung  $\Delta^*$  (minimale Laufzeit der reflektierten Welle in der Ebene des Fallens)

$$h = \frac{V_1 t^*}{2 \cos^2 \omega}. \quad (26)$$

Man beachte, daß die Anwendung der Gleichung (10) zu einer zu kleinen Tiefe führt! Der danach berechnete Wert  $d = \frac{1}{2} t_0 V_1$  gibt die Entfernung

der Reflexionsstelle vom Schußpunkt, gemessen senkrecht zur reflektierenden Schicht.

Wenn die reflektierende Fläche keine Ebene ist, führt (25) oder (26) zu unrichtigen Ergebnissen. Man berechnet daher besser die Tiefe  $z$  der Fläche an der Stelle, an der die Reflexion stattfindet:  $z = d \cos \omega$ ; die horizontale Entfernung dieses Punktes von der Schußstelle ist  $x = d \sin \omega$ ;  $d = \frac{1}{2} t_0 V_1 = h \cos \omega$ .

Die Tiefe der als Ebene angenommenen Grenzfläche kann auch aus den gebrochenen Wellen leicht gefunden werden; schneidet die Verlängerung der beiden Laufzeitgeraden die Ordinatenachse im Punkt  $t_y$ , so ist

$$h = \frac{V_1 t_y}{2 \cos i_1 \cos \omega}. \quad (27)$$

Allgemein ist

$$h = \frac{V_1 t - \Delta \sin(i_1 \mp \omega)}{2 \cos i_1 \cos \omega} = \frac{X [1 - \sin(i_1 \mp \omega)]}{2 \cos i_1 \cos \omega}, \quad (28)$$

wo  $t$  die Laufzeit der gebrochenen Welle nach einem beliebigen Punkt in der Entfernung  $\Delta$  ist, und  $X$  die Entfernung, in der die Laufzeitkurven der gebrochenen und direkten Welle einander schneiden. Das negative Vorzeichen gilt für Aufwärtsschießen, das positive für Abwärtsschießen.

Gewöhnlich benutzt man nicht Laufzeiten vom gleichen Punkt in entgegengesetzten Richtungen, sondern man schießt über eine Strecke von den beiden Endpunkten aus. In diesem Falle gelten die gleichen Beziehungen; man erhält  $i_1$  und  $\omega$  genau wie oben angegeben, und findet dann aus (27) oder (28) die Schichttiefe an dem Schußpunkt, von dem aus man die Werte von  $t$ ,  $\Delta$  und  $X$  in der Ebene des Fallens bestimmt.

Sind drei oder mehr Schichten zu untersuchen, so werden die Beziehungen recht kompliziert; theoretische Schwierigkeiten bestehen jedoch nicht. Sind die Schichtgrenzen horizontal, so hat die Laufzeitkurve jeder reflektierten Welle ihr Minimum auf der Ordinatenachse, die beiden Äste nach links und rechts sind symmetrisch und haben als Asymptoten die ebenfalls zur Ordinatenachse symmetrischen Laufzeitgeraden der gebrochenen Wellen, die ihren Scheitel in der gleichen Schicht haben. Die Laufzeit  $t_0$  nach der Schußstelle ist gegeben durch

$$\frac{t_0}{2} = \frac{h_1}{V_1} + \frac{h_2}{V_2} + \frac{h_3}{V_3} + \dots + \frac{h_n}{V_n}. \quad (29)$$

Sind die Wellengeschwindigkeiten  $V_1$  bis  $V_n$  bekannt, etwa aus Laufzeitbeobachtungen oder durch Abschießen eines Bohrloches in der Nachbarschaft, so kann sukzessive  $h_1$ , dann  $h_2$  usw. aus der Zeit der ersten, zweiten usw. Reflexion berechnet werden. Um die Schichtdicken aus den beobachteten Laufzeitkurven der gebrochenen Wellen zu berechnen, geht man davon aus, daß die Wellengeschwindigkeiten in den einzelnen Schichten gleich den Scheingeschwindigkeiten derjenigen gebrochenen Wellen sind, die in der betr. Schicht ihren Scheitel haben. Die Einfallswinkel der ge-



brochenen Wellen in den verschiedenen Schichten 1, 2, 3 . . . ;  $n-1$  ergeben sich aus

$$\sin i_1 : \sin i_2 : \sin i_3 : \dots : \sin i_{n-1} : 1 = V_1 : V_2 : V_3 : \dots : V_{n-1} : V_n. \quad (30)$$

Die Schichtdicke der ersten Schicht berechnet man nun, wie oben für das Zweischichtenproblem angegeben ist. Für die übrigen benutzt man sukzessive für  $n = 3, 4, 5 \dots$  die Beziehungen

$$h_{n-1} = \frac{(V_n Y_n - X_n) \cos i_{n-1}}{2 \left( \frac{V_n}{V_{n-1}} - \frac{V_{n-1}}{V_n} \right)}, \quad (31)$$

wo

$$X_n = \Delta - D_n \quad Y_n = t - T_n$$

$$D_n = 2h_1 \tan i_1 + 2h_2 \tan i_2 + 2h_3 \tan i_3 + \dots + 2h_{n-2} \tan i_{n-2}$$

$$T_n = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_1} + \frac{2h_2}{V_2 \cos i_2} + \frac{2h_3}{V_3 \cos i_3} + \dots + \frac{2h_{n-2}}{V_{n-2} \cos i_{n-2}},$$

$t$  ist die Laufzeit einer gebrochenen Welle, die in der Schicht  $n$  ihren Scheitel hat nach der beliebigen angenommenen Entfernung  $\Delta$ .

In der Praxis ergeben sich vielerlei Schwierigkeiten, auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann. Besonders hingewiesen sei auf die Tatsache, daß vielfach die gebrochene Welle durch gewisse Schichten nicht beobachtbar ist. Dies tritt insbesondere dann ein, wenn in einer Schicht die Wellengeschwindigkeit kleiner ist als in der darüber liegenden (z. B. beim Wechsel von Sanden mit Tonen). Aber auch, wenn die Geschwindigkeit stark zunimmt, kann eine Laufzeitkurve übersehen werden, da dann möglicherweise die gebrochenen Wellen durch diese Schicht so früh eintreffen, daß die gebrochenen Wellen mit einem Scheitel in der vorangehenden Schicht nirgends zuerst eintreffen. Messung aller sichtbaren Impulse zeigt manchmal derartige Laufzeitkurven.

Liegen die Schichtgrenzen nicht horizontal, aber sind sie noch parallel, so kann der Fallwinkel immer noch aus den reflektierten Wellen nach (23) gefunden werden. Bei der Berechnung der Schichtdicken nach (29) ist zu berücksichtigen, daß  $h$  nunmehr senkrecht zu den Schichtgrenzen gemessen ist, so daß der erhaltene Wert der beim Zweischichtenproblem mit  $d$  bezeichneten Größe entspricht. Wie dort erhält man die Schichttiefen  $d_n \cos \omega$  an einer um  $d_n \sin \omega$  von der Schußstelle entfernten Stelle.

Sind die Schichtgrenzen nicht parallel, so hat man für jeden Fall gesonderte Rechnungen durchzuführen. Die meisten geophysikalischen Gesellschaften benutzen zu diesen und anderen Rechnungen, z. B. Schießen ohne Rücksicht auf die Streichrichtung [35], graphische Methoden.

Die Beziehungen für die gebrochenen Wellen werden entsprechend kompliziert. Bei drei Schichten berechnet man zunächst alle Größen, welche die erste Schichtgrenze betreffen, wie oben für das Zweischichtenproblem angegeben ist. Ist  $\omega_2$  der Fallwinkel dieser Schichtgrenze und ist  $i_+$  der

Einfallswinkel in der ersten Schicht an dieser Schichtgrenze bei Aufwärtsschießen,  $i_-$  der entsprechende Winkel bei Abwärtsschießen,  $i_2$  der (in beiden Fällen gleiche) Einfallswinkel in der zweiten Schicht an deren Grenze gegen die dritte Schicht, die den Fallwinkel  $\omega_3$  hat, so ergibt sich die Laufzeit der gebrochenen Wellen in der Entfernung  $\Delta$  aus

$$t = \frac{1}{V_1} [\Delta \sin (i_{\mp} \mp \omega_2) + h_1 (\cos (i_+ + \omega_2) + \cos (i_- - \omega_2)) + 2h_2 \sin i_1 \cos i_2 \cos \omega_3]. \quad (32)$$

In der ersten Klammer gelten die oberen Zeichen für Aufwärtsschießen.  $h_1$  ist die vertikal gemessene Dicke der ersten Schicht unter dem Sprengpunkt,  $h_2$  die der zweiten Schicht, und  $i_1$  ist der Einfallswinkel der gebrochenen Welle mit dem Scheitel in der zweiten Schicht beim Einfall in diese;  $\sin i_1 = V_1/V_2$ .

Zur Bestimmung der Fallwinkel und Schichtdicken benutzt man, wie bereits erwähnt, meist Laufzeitkurven entlang einer Strecke von den beiden Endpunkten aus. Beziehungen zur Berechnung wurden z. B. von v. SCHMIDT [18] gegeben.  $h_1$ ,  $i_1$  und  $\omega_2$  werden nach den Gleichungen für das Zweischichtenproblem gefunden. Nach v. SCHMIDT benutzt man dann folgende Beziehungen, wobei der Index „+“ andeutet, daß es sich um eine Größe beim Aufwärtsschießen entlang der ersten Grenzfläche handelt, der Index „-“, daß die betr. Größe beim Abwärtsschießen ermittelt werden muß:

$$\sin (i_- - \omega_2) = V_1/\bar{V}_{3+} \quad \sin (i_+ + \omega_2) = \bar{V}_1/\bar{V}_{3-}. \quad (33)$$

$\bar{V}_3$  ist die Scheingeschwindigkeit der gebrochenen Wellen mit dem Scheitel in der dritten Schicht. Aus (33) ergeben sich  $i_-$  und  $i_+$ .

$$\sin i_2 \mp (\omega_3 - \omega_2) = \sin i_{\mp} / \sin i_1. \quad (34)$$

Hieraus ergeben sich  $i_2$  und  $(\omega_3 - \omega_2)$  und somit auch  $\omega_3$ . Man findet nun  $V_3$  aus

$$V_3 = V_2 / \sin i_2. \quad (35)$$

Die Schichtdicken  $h_{2+}$  und  $h_{2-}$  an den beiden Schußpunkten ergeben sich aus einer der folgenden Gleichungen:

$$h_{2\pm} = \frac{1}{l} [V_1 t_{3\pm} - \Delta_{\pm} \sin (i_{\mp} \mp \omega_2) - h_{1\pm} k] \quad (36)$$

$$h_{2\pm} = \frac{1}{l} [X_{13\pm} \{1 - \sin (i_{\mp} \mp \omega_2)\} - h_{1\pm} k] \quad (37)$$

$$h_{2\pm} = \frac{1}{l} [X_{23\pm} \{\sin (i_1 \mp \omega_2) - \sin (i_{\mp} \mp \omega_2)\} - h_{1\pm} k + 2h_{1\pm} \cos i_1 \cos \omega_2] \quad (38)$$

$$h_{2-} = h_{2+} + h_{1+} - h_{1-} - \Delta \tan \omega_3, \quad (39)$$

wobei

$$k = \cos (i_+ + \omega_2) + \cos (i_- - \omega_2) \quad (40)$$

$$l = 2 \sin i_1 \cos i_2 \cos \omega_3. \quad (41)$$

In (36) ist  $t_3$  die Laufzeit der gebrochenen Welle mit dem Scheitel in der dritten Schicht nach der willkürlich gewählten Entfernung  $\omega$ .  $X_{13}$  in (37) und  $X_{23}$  in (38) sind die Entfernungen der Schnittpunkte der Laufzeitgeraden dieser gebrochenen Welle mit den Laufzeitgeraden der direkten Welle bzw. der gebrochenen Welle mit dem Scheitel in Schicht 2.

Die Verhältnisse werden wesentlich komplizierter, wenn die *Wellengeschwindigkeit innerhalb einer Schicht mit der Tiefe zunimmt*. Ist die Wellengeschwindigkeit in horizontaler Richtung konstant, und nimmt sie nirgends mit der Tiefe ab, so läßt sich im allgemeinen die WIECHERT-HERGLOTZ-BATEMANSche Integrationsmethode anwenden, sofern nicht Stücke der Laufzeitkurve in Punkte ausarten. Der Scheitel einer gebrochenen Welle, die in der Entfernung  $\Delta_1$  auftaucht, liegt dann in der Tiefe

$$h = \frac{1}{\pi} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_1} q d\Delta, \quad \text{wo} \quad \cosh q = \frac{\sin i_0(\Delta)}{\sin(i_0)_{\Delta=\Delta_1}}. \quad (42)$$

Ist  $\cosh q$  (der hyperbolische Cosinus von  $q$ ) nicht zu sehr von eins verschieden, so ist mit genügender Annäherung

$$h = \frac{\sqrt{2}}{\pi \sqrt{\sin(i_0)_{\Delta=\Delta_1}}} \int_0^{\Delta_1} \sqrt{\sin i_0(\Delta) - \sin(i_0)_{\Delta=\Delta_1}} d\Delta. \quad (43)$$

Enthält die Laufzeitkurve, die zusammenhängend sein muß, Stücke, auf denen die Entfernung und die Laufzeit mit abnehmendem Einfallswinkel abnehmen (starke Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe), so muß das Integral über solche Stücke subtrahiert werden, wie SLICHTER gezeigt hat [33]. Die Wellengeschwindigkeit in der Tiefe  $h$  ergibt sich aus  $V_h = V_0 / \sin(i_0)_{\Delta=\Delta_1}$ .

Ist die Wellengeschwindigkeit als Funktion der Tiefe bekannt, so ergibt sich die Laufzeit  $t_0$  der reflektierten Welle zur Sprengstelle

$$t_0 = 2 \int_0^h \frac{dh}{V}. \quad (44)$$

Durch Vergleich der beobachteten mit den berechneten Werten ergibt sich  $h$ .

Wertvolle Beziehungen und graphische Darstellungen zur Behandlung von reflektierten Wellen, insbesondere, wenn die Schichten horizontal sind, jedoch die Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt, rühren von M. M. SLOTNIK [30] her.

Vielfach kann die Zunahme der Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe dargestellt werden in der Form  $V = a + bh$ . In diesem Falle sind die Wellenbahnen Kreisbögen. Der Krümmungsradius  $\varrho$  der Wellenbahn ist nahe der Erdoberfläche ( $h$  klein gegenüber dem Erdradius) allgemein gegeben durch

$$\frac{1}{\varrho} = \frac{1}{V} \left| \frac{dV}{dh} \right| \sin i = \frac{\sin i_0}{V_0} \left| \frac{dV}{dh} \right|. \quad (45)$$

In unserem speziellen Falle ( $V = a + bh$ ) ist demnach der Radius der Kreisbögen  $\varrho = \frac{a}{b \sin i_0}$ . Wie man aus einer einfachen trigonometrischen Überlegung sieht, liegt der Scheitel dieses Kreises in der Tiefe

$$d = \varrho (1 - \sin i_0) = \frac{a}{b} \frac{1 - \sin i_0}{\sin i_0}, \quad (46)$$

wobei der Wert von  $\sin i_0$  meist so wenig von 1 verschieden ist, daß er im Nenner vernachlässigt werden kann.

Die Entfernung, in welcher der Strahl wieder auftaucht, ist gegeben durch

$$\Delta = 2 \varrho \cos i_0 = \frac{2a}{b} \cot i_0 = \frac{2d \cos i_0}{1 - \sin i_0}. \quad (47)$$

Da in jungen Sedimenten in den obersten 1000 Metern Werte von  $a/b$  von der Größenordnung 2 km beobachtet worden sind, ergeben sich Radien der Kreisbögen von der gleichen Größenordnung, und schon bei relativ kleinen Abweichungen des Einfallswinkels von  $90^\circ$  tauchen die Strahlen merklich in die tiefere Schicht ein. Dagegen ist für Gesteine mit großen Wellengeschwindigkeiten, wie z. B. Granit,  $a/b$  und somit auch der Krümmungsradius sehr groß.

Die *Amplituden der Wellen* sind im Falle horizontaler Schichtgrenzen gegeben durch

$$A = cB \sqrt{F \left| \frac{di_0}{d\Delta} \right| \frac{\tan i_0}{\Delta}}, \quad (48)$$

wobei  $c$  von der ursprünglichen Energie und der Periode der Wellen abhängt,  $B$  eine Funktion des Einfallswinkels  $i_0$  und der Poissonschen Konstante ist und  $F$  von dem Energieverlust bei Reflexionen und Brechungen abhängt (Näheres z. B. in B. GUTENBERG, Handbuch der Geophysik, Bd. 4, S. 57). Im Falle, daß POISSONS Konstante den Wert 0,272 hat, was eine gute Annäherung für die meisten Verhältnisse in der Praxis ist, ergeben sich für  $B$  folgende Werte:

$i$	0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	85	90°
$B_{\text{horiz.}}$	0,00	0,19	0,39	0,75	1,08	1,36	1,57	1,66	1,61	1,26	0,83	0,00
$B_{\text{vert.}}$	2,00	1,99	1,97	1,86	1,71	1,50	1,27	1,04	0,81	0,54	0,34	0,00

Die Berechnung von  $F$  ist kompliziert, selbst in dem Falle, daß nur eine Brechung oder Reflexion vorliegt [29, 31, 32, 34]. Im Falle vertikalen Einfalls an einer Unstetigkeitsfläche, die eine Schicht mit der Dichte  $\varrho_1$  und der Geschwindigkeit  $V_1$  von Longitudinalwellen von einer solchen mit den entsprechenden Werten  $\varrho_2$  und  $V_2$  trennt, ist das Verhältnis  $F_0$  der reflektierten zur einfallenden Energie gegeben durch

$$F_0 = \frac{(\varrho_2 V_2 - \varrho_1 V_1)^2}{(\varrho_2 V_2 + \varrho_1 V_1)^2}. \quad (49)$$

Mit wachsendem Einfallswinkel nimmt im allgemeinen  $F$  zunächst ab, dann langsam zu; in diesem Intervall geht normalerweise der weitaus

größte Teil der Energie in die gebrochene Longitudinalwelle über, nur wenig in die Transversalwellen, die für  $i = 0$  überhaupt keine Energie erhalten. In der Nähe des kritischen Winkels der Totalreflektion nimmt dann den Energieanteil der reflektierten Wellen stark, der der Transversalwellen etwas zu.

Finden mehrere Reflexionen und Brechungen statt, so ist das Produkt der Einzelwerte von  $F$  zu benutzen. Berechnungen nach Gleichung (48) ergaben gute Übereinstimmung mit der Theorie [31].

Wenden wir (48) auf den Fall der gebrochenen Wellen in einem Medium an, in dem die Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe nach dem Gesetz  $V = a + bh$  mit der Tiefe zunimmt, so haben wir nach (47)

$$\frac{di}{dA} = -\frac{b}{2a} \sin^2 i_0 \quad A = \frac{2a}{b} \cot i_0 \quad \frac{\tan i_0}{A} = \frac{b}{2a} \tan^2 i_0,$$

d. h. für einen gegebenen Einfallswinkel  $i$  sind die Amplituden der gebrochenen Wellen proportional  $b/a$ . Um eine gegebene Amplitude von gebrochenen Wellen zu registrieren, muß um so mehr Energie benutzt werden, je größer  $a/b$  ist, d. h. relativ wenig für junge Sedimente, und viel für alte Sedimente und Granit. Das Ergebnis, das nur relativ wenig geändert wird, wenn andere Schichten über der in Frage kommenden tiefsten Schicht liegen, stimmt völlig mit den Beobachtungen überein und gibt somit eine qualitative Bestätigung für die Theorie.

### Literaturhinweise

1. R. MALLET, Second Report on the Facts of Earthquake Phaenomena. Transactions of the British Assoc. for the Advancement of Science, Report 1851, 272–317.
2. H. L. ABBOT, On the Transmission of Earth Waves. Amer. J. Sci. 15 (1878) 178–184.
3. F. FOUQUÉ et M. LÉVY, Expériences sur la vitesse de la propagation des secousses ... Mém. Inst. France 30 (1889) 57–77; — Mesure de la vitesse de vibrations ..., C. R. Acad. Sci. Paris 102 (1886) 237–239; — Expériences sur la vitesse de propagation ... C. R. Acad. Sci. Paris 102 (1886) 1290–1291.
4. A. SCHMIDT, Wellenbewegung und Erdbeben. Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg 44 (1888) 248–270.
5. E. WIECHERT, Die Erdbebenforschung, ihre Hilfsmittel und ihre Resultate für die Geophysik. Physik. Z. 9 (1908) 37.
6. Dr. MINTROPs Erwiderung zu den Gutachten von HARBORT, 8. April 1929, GUTENBERG, 9. Juli 1929, und REICH, 12. Juni 1929, in der Patentklage MINTROP-MAINKA.
7. R. FESSENDEN, U.S. Patent 1217585. Eingereicht April 2, 1914, patentiert Feb. 27, 1917. British Patent 22,940. Eingereicht Nov. 23, 1914, angenommen Nov. 23, 1915.
8. R. FESSENDEN, U.S. Patent 1240328. Eingereicht April 2, 1914, patentiert Sept. 18, 1917.
9. J. C. KARCHER, Manuskript zum Patent eingereicht am 8. Juli 1919 unter No. 309370, U.S. Patent Office.
10. J. C. KARCHER, U.S. Patent 1843725, eingereicht May 1, 1929, patentiert Feb. 2, 1932.
11. B. GUTENBERG, Lehrbuch der Geophysik, Berlin, S. 609/610. Diese Lieferung wurde 1926 herausgegeben.

12. H. SALVATORI, Correlation of Reflection Seismograph Records in California. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 17 (1933) 257–267. Mit Seismogrammen.
13. L. MINTROP, DRP. 371963, eingereicht 19. September 1919.
14. W. AYVAZOGLU, Patents on Geophysical Prospecting. U.S. Bureau of Mines, Information Circular 6883, Washington D.C., April 1936. Enthält Angaben über 545 Patente aller Geophys. Methoden in verschiedenen Staaten.
15. E. E. ROSAIRE and K. RANSONE, The growth of ... Prospecting ...; Geophysics 1 (1936) 306–312; — The Amount ... of Seismic ... Exploration ...; Geophysics 2 (1937) 1–16.
16. J. P. BUWALDA, H. BENIOFF and B. GUTENBERG, Experiments testing seismographic methods for determining crustal structure. Tenth Ann. Meeting of the Pacific sect. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Los Angeles 1933; — B. GUTENBERG and J. P. BUWALDA, Investigation of the Beartooth Overthrust. Proc. Geol. Soc. Amer. 1934, 69; — J. P. BUWALDA and B. GUTENBERG, Investigation of overthrust faults by seismic methods. Science 81 (1935) 384; — B. GUTENBERG and J. P. BUWALDA, Seismic reflection profile across Los Angeles Basin. Proc. Geol. Soc. Amer. 1935, 327.
17. B. EDGE and T. H. LABY, The Principles and Practice of Geophysical Prospecting. Cambridge, University Press, 1931.
18. E. A. ANSEL, Das Impulsfeld der praktischen Seismik in graphischer Behandlung. Gerl. Beitr. z. Geophys., Ergänzungshefte für angew. Geoph. 1 (1930) 117–136; — O. v. SCHMIDT, Theorie der 3-Schichten-Seismik, Z. Geophys. 7 (1931) 37–56; — R. BUNGERS, Zum 2-Schichten-Problem der angewandten Seismik. Z. Geophys. 11 (1935) 207–211; — P. T. SOKOLOV, Zur Theorie der seismischen Methode. Beitr. angew. Geophys. 5 (1936) 1–19, u. a.
19. B. GUTENBERG, On some problems concerning the seismic field methods. Beitr. angew. Geophys. 6 (1936) 125–140.
20. HENRY GORDON TAYLOR, U.S. Patent 1799398, April 7, 1931.
21. P. W. KLIPSCH, Some aspects of multiple recording in seismic prospecting. Geophysics 1 (1936) 365–377; — MORTON MOTT-SMITH, Adverse affects associated with variably compounded seismograph records. Geophysics 2 (1937) 265–281.
22. FRANK RIEBER, A new reflection system with controlled directional sensitivity. Geophysics 1 (1936) 97–106; Patente angemeldet; — Complex reflection patterns and their geological sources. Geophysics 2 (1937) 132–160; — Visual presentation of elastic wave patterns under various structural conditions. Geophysics 1 (1936) 196–218. Siehe auch Diskussion in Geophysics 2 (1937) 281–294.
23. B. GUTENBERG and JOHN P. BUWALDA, Seismic methods applied to the Big Horn Basin. Proc. Geol. Soc. Amer. 1934, 79. (Nur abstract.)
24. N. G. JOHNSON and G. H. SMITH, Explosives for seismic prospecting. Geophysics 1 (1936) 228–238; — H. E. NASH and J. M. MARTIN, Significance of some fundamental properties of explosives with special reference to geophysical prospecting. Geophysics 1 (1936) 239–251; — W. R. FARREN and H. H. WHITE, Recent developments in explosives for seismograph prospecting. Geophysics 2 (1937) 114–118.
25. L. A. BURROWS, Relation between firing and performance in seismograph caps. Geophysics 1 (1936) 219–227; — G. F. ROLLAND and H. H. WHITE, Developments of essential characteristics in electric blasting caps for seismograph prospecting. Geophysics 2 (1937) 119–126.
26. L. F. UHRIG and S. SCHAFER, Observed and calculated values of the magnetic intensity ... Gerl. Beitr. Geophys. 49 (1937) 129–139; das aus den seismischen Untersuchungen abgeleitete Profil ist dort in Fig. 1 wiedergegeben.
27. Neuere Veröffentlichungen über Instrumente: S. A. SCHERBATSKOY and J. NEUFELD, Fundamental relations in Seismometry. Geophysics 2 (1937) 188–212; Dieselben, Equivalent electrical Networks of some Seismographs. Geophysics 2 (1937) 212–242; H. W. WASHBURN, Experimental Determinations of the transient Characteristics of Seismograph Apparatus. Geophysics 2 (1937) 243–252.



28. B. GUTENBERG, H. O. WOOD and J. P. BUWALDA, Experiments testing seismographic methods for determining crustal structure. Bull. Seismol. Soc. Amer. 22 (1932) 185-242.
29. Näheres z. B. in B. GUTENBERG, Handbuch der Geophysik, Band 4.
30. M. M. SLOTNICK, On seismic computations with applications. Geophysics 1 (1936) 9-22 und 299-305.
31. B. GUTENBERG, The amplitudes to be expected in seismic prospecting. Geophysics 1 (1936) 252-256.
32. C. G. KNOTT, Reflexion and refraction of seismic waves. Philos. Mag. 48 (1899) 64; — K. ZOEPPRITZ, Über Erdbebenwellen VIIb. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-physik. Kl. 1909, 57.
33. L. B. SLICHTER, The theory and the interpretation of seismic travel time curves in horizontal structures. Physics 3 (1932) 273.
34. L. B. SLICHTER and V. G. GABRIEL, Studies in reflected seismic waves. Gerl. Beitr. z. Geophys. 38 (1933) 228; — H. P. BERLAGE, Näherungsformeln zur Berechnung der Amplituden der elastischen Wellen. Gerl. Beitr. z. Geophys. 26 (1930) 131; — H. BLUT, Ein Beitrag zur Theorie der Reflexion und Brechung elastischer Wellen an Unstetigkeitsflächen. Z. Geophysik 8 (1932) 130, 305.
35. R. LAWLOR, Nomogram for dip computations. Geophysics 3 (1938) 349-357. — Siehe auch: F. GASSMANN, Seismische Bestimmung einer reflektierenden Ebene. Beitr. angew. Geophys. 7 (1937) 17-20.

## EINIGES ÜBER DEN AUFBAU UND DIE EIGENSCHAFTEN GEOLOGISCHER LEITER

Von

VOLKER FRITSCH

Brünn

(Mit 44 Figuren)

In dieser Arbeit soll der geologische Leiter beschrieben und die in ihm ablaufenden elektrischen Vorgänge kurz erörtert werden. In den letzten Jahren wurden über dieses Thema eine Reihe spezieller Abhandlungen geschrieben, die manche hier nur kurz skizzierte Frage genauer behandeln. Aus diesem Grunde hat der Verfasser davon Abstand genommen, manches, was in anderen Veröffentlichungen ausführlich behandelt wurde, hier nochmals zu wiederholen. Er hatte auch nicht die Absicht, einen zusammenfassenden Bericht zu schreiben, in dem die Literatur zur Gänze berücksichtigt erscheint. Dies konnte um so weniger in Betracht kommen, als die Literatur über eine große Zahl verschiedenster Publikationen verteilt ist, die im übrigen ganz verschiedene Wissensgebiete behandeln. Auch darf nicht übersehen werden, daß manche Publikationen nicht die Voraussetzungen, unter denen die Untersuchungen stattfanden, mit jener Deutlichkeit angeben, die wünschenswert wäre. In den folgenden Zeilen sind daher in erster Linie die Arbeiten der letzten Jahre berücksichtigt. Es wird versucht, eine Darstellung zu bieten, die die wichtigsten Teilprobleme erfaßt. Dort, wo der Verfasser auf eigene Untersuchungen zurückgreift und dafür andere Untersuchungen, die der Literatur entnommen werden können, übergeht, geschah dies nur deshalb, weil ihm eben deren Voraussetzungen besser bekannt waren als die von Untersuchungen, an denen er nicht teilnahm.

Der Verfasser bedient sich im folgenden auch jener Bezeichnungen, die er bereits in früheren Arbeiten [B 1, B 2, B 3, B 6 und B 38 der Literaturliste] festgelegt hat.

### I. Allgemeines

#### Begriff und Definition des geologischen Leiters

Unter geologischen Leitern verstehen wir Mineralkörner, Mineralassoziationen und geologische Körper im Sinne der REICHSchen Definition,